



**GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DE
LA PLANCHA 428 TÚQUERRES**

Departamento de Nariño

Por

**Humberto González
Gilberto Zapata
Diana María Montoya**

Medellín, febrero 2002

República de Colombia
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA
INSTITUTO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA

**REPÚBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA
INSTITUTO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA
INGEOMINAS**

**GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DE
LA PLANCHA 428 TÚQUERRES**

**MEMORIA EXPLICATIVA
Escala 1:100.000**

Por:

**Humberto González
Gilberto Zapata
Diana María Montoya**

Medellín, febrero 2002

CONTENIDO

RESUMEN	9
1- INTRODUCCIÓN	11
2- GENERALIDADES	13
2.1. FISIOGRAFÍA	13
2.2. CLIMA Y VEGETACIÓN.....	15
2.3. HIDROGRAFÍA.....	19
2.4. POBLACIÓN Y VÍAS DE COMUNICACIÓN	19
2.5. METODOLOGÍA.....	21
2.6. AGRADECIMIENTOS.....	24
3- GEOMORFOLOGÍA.....	27
3.1. ALTIPLANO NARIÑENSE	27
3.1.1 Planicie de Cumbal (P.C)	29
3.1.2 Colinas bajas alargadas de Túquerres (C.b.a.T)	29
3.2. CORDILLERA OCCIDENTAL	32
3.2.1 Edificios volcánicos.....	32
3.2.1.1 Edificio volcánico muy antiguo de Pajablanca (E.v.m.a.P)	32
3.2.1.2 Edificio volcánico muy antiguo de Cumbal. (E.v.m.a.C).....	34
3.2.1.3 Edificio volcánico reciente del Azufral (E.v.r.A).....	35
3.2.2 Vertientes montañosas escarpadas de edificios volcánicos antiguos de Miraflores (V.m.e.ev.a. M).....	37
3.2.3 Vertientes montañosas escarpadas suavizadas por depósitos piroclásticos de Guachavés (V.m.e.s.p.G).....	38
3.2.4 Vertientes montañosas de pendiente moderada del Güiza (V.m.p.m.G).....	38
3.2.5 Vertientes montañosas cortas de Pialapí (V.m.c.P).....	41
3.2.6 Montañas con cimas planas de Pialapí (M.c.p.P).....	43
3.2.7 Vertientes montañosas escarpadas de Vargas (V.m.e.V)	43
3.2.8 Vertientes montañosas escarpadas de alta pendiente de Ramos (V.m.e.a.p.R)46	46
3.2.9 Vertientes montañosas subredondeadas del Gualcalá (V.m.s.G).....	44
3.2.10 Vertientes montañosas cortas de pendiente moderada del Río Verde (V.m.c.p.m.V)	44
3.2.11 Vertientes montañosas de pendiente baja de Ricaurte (V.m.p.b.R)	45
3.2.12 Abanico de Junín (A.J)	45
3.2.13 Depósitos de flujos de escombros (D.f.e).....	46
4- ESTRATIGRAFÍA	47
4.1. MESOZOICO	48
4.1.1 Grupo Diabásico (K ₂ db)	49
4.1.1.1 Metamorfismo	52
4.1.2 Grupo Dagua (K ₂ daa, K ₂ das)	53

4.1.2.1 Edad.....	55
4.1.2.2 Metamorfismo	55
4.1.2.3 Origen.....	55
4.2. CENOZOICO	57
4.2.1 Granodiorita de Piedrancha (E ₃ gdpa).....	58
4.2.1.1 Relaciones estratigráficas y edad.....	62
4.2.1.2 Origen.....	65
4.2.2 Rocas hipoabisales (E ₃ pad)	68
4.2.3 Diques.....	71
4.2.4 Lavas andesíticas (N ₂ la).....	72
4.2.5 Andesitas del Cumbal Antiguo (N ₂ aca)	75
4.2.6 Andesitas de Pajablanca (N ₂ apb).....	76
4.2.7 Domos de Colimba (N ₂ Q ₁ dc)	78
4.2.8 Depósitos ignimbríticos (N ₂ Q ₁ i).....	80
4.2.9 Depósitos fluviovolcánicos - laháricos (N ₂ Q ₁ fvl)	84
4.2.10 Andesitas del Cumbal Moderno (Q ₁ acm).....	85
4.2.11 Depósitos glaciares (Q ₁ dg).....	86
4.2.12 Lavas recientes del volcán Azufral (Q ₁ la).....	87
4.2.12.1 Origen y edad	90
4.2.13 Depósito de Cenizas de Rumichaca (Q ₁ dcr).....	90
4.2.14 Domos del volcán Azufral (Q ₂ da).....	91
4.2.15 Depósitos piroclásticos (Q ₂ dp)	95
4.2.15.1 Unidad Túquerres (UT).....	100
4.2.15.2 Unidad La Calera (ULC).....	104
4.2.15.3 Unidad La Cortadera (ULCo).....	104
4.2.15.4 Unidad El Espino (UEE)	104
4.2.15.5 Unidad El Carrizo (UEC).....	107
4.2.15.6 Unidad Laguna Verde (ULV).....	107
4.2.16 Depósitos aluvio - torrenciales (Q ₂ t)	108
4.2.17 Depósitos aluviales (Q ₂ al)	109
5 -GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	112
5.1. ELEMENTOS ESTRUCTURALES	112
5.1.1 Lineamientos	112
5.1.2 Diaclasas.....	117
5.1.3 Fallas.....	119
5.1.3.1 Sistema de Fallas Cauca – Patía	122
5.1.3.2 Falla Curcuel	123
5.1.3.3 Falla Río Marino.....	125
5.1.3.4 Falla Junín - Sambiambí.....	125
5.1.3.5 Falla Río Vargas.....	125
5.1.3.6 Fallas Río Güiza y Río Vegas	125
5.1.3.7Otras fallas.....	125
5.1.4 Plegamientos.....	126
5.1.5 Foliación	126
6- GEOQUÍMICA.....	127
7- GEOLOGÍA ECONÓMICA	131

7.1.	ORO	131
7.1.1.	Depósitos tipo pórfido cuprífero	133
7.1.2.	Depósitos en venas polimetálicas	133
7.1.3.	Alteración	136
7.2.	MANGANESO	137
7.3.	AZUFRE	137
7.4.	MATERIALES DE CONSTRUCCIÓN	137
8-	AMENAZAS GEOLÓGICAS	140
8.1.	AMENAZAS POR DESLIZAMIENTO.....	140
8.1.1.	Deslizamientos en vertientes naturales.....	141
8.1.2.	Deslizamientos en cortes de vías	142
8.2.	AVENIDAS TORRENCIALES	146
8.3.	AMENAZA SÍSMICA.....	146
8.4.	AMENAZA VOLCÁNICA	147
9-	EVOLUCIÓN GEOLÓGICA	151
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	155

LISTA TABLAS

Tabla 1. Población del Departamento de Nariño (DANE, 1993) y proyección a 2001.	21
Tabla 2. Análisis modales de rocas basálticas del Grupo Diabásico.....	51
Tabla 3. Análisis modales Granodiorita de Piedrancha.....	60
Tabla 4. Composición química (expresada en óxidos) de la Granodiorita de Piedrancha (MMAJ-JICA, 1981; 1982).	63
Tabla 5. Normas para muestras de la Granodiorita de Piedrancha.....	64
Tabla 6. Edades isotópicas en la Granodiorita de Piedrancha.....	67
Tabla 7. Análisis modales de algunas rocas hipoabisales en la Plancha 428 Túquerres.....	70
Tabla 8. Análisis modales de lavas andesíticas en la Plancha 428 Túquerres.....	74
Tabla 9. Análisis modales de domos del volcán AzufraI.	93
Tabla 10. Análisis químicos en los domos del volcán AzufraI (Fontaine, 1991).....	96
Tabla 11. Características de los depósitos piroclásticos.....	99
Tabla 12. Edades K/Ar y ¹⁴ C en depósitos piroclásticos y lavas del volcán AzufraI.	103
Tabla 13. Orientación y densidad de lineamientos en el sector central de la Plancha 428 Túquerres.....	116
Tabla 14. Orientación y densidad de lineamientos en el sector nororiental (Guachavés) de la Plancha 428 Túquerres.	116
Tabla 15. Orientación y densidad de lineamientos en el sector de Piedrancha, Plancha 428 Túquerres.....	116
Tabla 16. Valores anómalos en sedimentos finos recolectados en la Plancha 428 Túquerres (MMAJ-JICA, 1981).	130
Tabla 17. Análisis químicos de la Mina El Diamante (JICA - MMAJ 1983).	136
Tabla 18. Análisis químicos de la Mina El Diamante en el proyecto cartografía de la Plancha 428 Túquerres.	136
Tabla 19. Sismos en la Plancha 428 Túquerres entre 1993 y 2001 (RSNC).....	148

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización geográfica y geodésica de la Plancha 428 Túquerres.....	14
Figura 2. Zonas de vida en la Plancha 428 Túquerres (tomado de Espinal, 1977).	16
Figura 3. Distribución mensual de lluvia para tres años en la estación Ospina Pérez (Ricaurte) Plancha 428 Túquerres (IGAG, 1982)	18
Figura 4. Mapa de drenajes, vías de comunicación y zonas de resguardos indígenas en el Municipio de Ricaurte, Plancha 428 Túquerres.	20
Figura 5. Esquema de información topográfica disponible en la Plancha 428 Túquerres. ..	22
Figura 6. Fuentes de información e índice de participación en la cartografía geológica de la Plancha 428 Túquerres.	25
Figura 7. Provincias fisiográficas de Colombia (Villota, 1997).....	28
Figura 8. Perfil de meteorización en la unidad geomorfológica Planicie de Cumbal (P.C). 30	
Figura 9. Aspecto general de la unidad geomorfológica Colinas bajas alargadas de Túquerres (C.b.a.T).....	30
Figura 10. <i>Mound fields</i> , en la unidad geomorfológica de Colinas antiguas alargadas de Túquerres (C.b.a.T).....	31
Figura 11. Unidad geomorfológica del Edificio volcánico muy antiguo de Pajablanca (E.v.m.a.P), en primer plano.....	33
Figura 12. Perfil de meteorización en la unidad geomorfológica (E.v.m.a.p). Cantera Sapuyes-Casafría.	34
Figura 13. Circo glaciar de la unidad geomorfológica del Edificio volcánico muy antiguo de Cumbal (E.v.m.a.C).....	35
Figura 14. Unidad geomorfológica del Edificio volcánico reciente del Azufral (E.v.r.A)..	36
Figura 15. Filos de la unidad geomorfológica de Vertientes montañosas escarpadas de edificios volcánicos de Miraflores (V.m.e.ev.a.M).	37
Figura 16a. (arriba) y 16 b. (abajo). Perfil de meteorización de la unidad geomorfológica de Vertientes montañosas escarpadas de edificios volcánicos de Miraflores (V.m.e.ev.a.M)..	39
Figura 17. Aspecto general de las vertientes de la unidad geomorfológica Vertientes montañosas escarpadas suavizadas por depósitos piroclásticos de Guachavés (V.m.e.s.p.G).	40
Figura 18. Perfil de meteorización de la unidad geomorfológica de Vertientes montañosas escarpadas suavizadas por depósitos piroclásticos de Guachavés (V.m.e.s.p.G).....	40
Figura 19. Vertientes de la unidad geomorfológica Vertientes montañosas de pendiente moderada del Güiza (V.m.p.m.G).	42
Figura 20. Aspecto general de las vertientes y filos de la unidad geomorfológica de Vertientes montañosas escarpadas de Vargas (V.m.e.V).	43
Figura 21. Perfil de meteorización de la unidad geomorfológica Vertientes montañosas subredondeadas del Gualcalá (V.m.s.G).	45
Figura 22. Diagrama ACF y A*KF para paragénesis metamórficas en la aureola de contacto de la Granodiorita de Piedraancha y metasedimentitas del Grupo Dagua.	56
Figura 23. Diagrama Q-A-P que indica la composición modal de la Granodiorita de Piedraancha (campos de Streckeisen, 1976).	61
Figura 24. Diagrama Q-A-P que indica la composición normativa de la Granodiorita de Piedraancha (campos de Streckeisen, 1976).	65
Figura 25. Diagramas AFM y ACF para la Granodiorita de Piedraancha.	66
Figura 26. Domos de Colimba. Vista panorámica desde la carretera Túquerres - Ipiales. ..	79

Figura 27. Ignimbritas pliocuaternarias producto de la actividad explosiva de los volcanes situados entre la Plancha 428 Túquerres y la Plancha 447 Ipiales. a) Morfología característica de las ignimbritas al sur de Pueblo Viejo. b) Estructura columnar en las ignimbritas del río Guabo, cerca a la desembocadura del río Verde.....	82
Figura 28. Domos del volcán Azufral, Laguna Verde y Laguna Negra.....	92
Figura 29. Diagrama QAP que indica la composición modal de los domos del Azufral (campos de Streckeisen, 1978).....	94
Figura 30. Clasificación en diagramas TAS de las rocas volcánicas de los domos del volcán Azufral.).....	97
Figura 31. Diagramas AFM y CNK para rocas volcánicas de los domos del volcán Azufral.	98
Figura 32. Nomenclatura y correlación depósitos piroclásticos del volcán Azufral.	101
Figura 33a. Columna de los depósitos piroclásticos de las unidades El Espino y El Carrizo en los alrededores de El Espino.....	104
Figura 33b. Columna de los depósitos piroclásticos de la unidad EL Espino en los alrededores de El Espino.	105
Figura 34. Clasificación modal de pómez del flujo piroclástico de El Espino (campos de Streckeisen, 1978).....	107
Figura 35. Saltos escalonados en tributarios de la margen norte del río Güiza al occidente de Ricaurte. a) Saltos sobre depósitos fluviovolcánicos. b) Saltos sobre rocas basálticas del Grupo Diabásico.....	109
Figura 36. Rango espectral de las imágenes Landsat. Cada banda representa una parte del espectro magnético que detecta el sensor.	113
Figura 37. Tipos de lineamientos descritos en la fotointerpretación de la Plancha 428 Túquerres, sector La Planada.	115
Figura 38. Tendencia de los lineamientos en el sector central de la Plancha 428 Túquerres.	118
Figura 39. Tendencia de los lineamientos en el sector NE (Guachavés) de la Plancha 428 Túquerres.....	118
Figura 40. Tendencia de los lineamientos en el sector de Piedrancha, Plancha 428 Túquerres.	119
Figura 41. Mapa de densidad de lineamientos (km/km ²) en el sector central de la Plancha 428 Túquerres.....	120
Figura 42. Curvas de distribución de densidad de diaclasas sector central, rocas basálticas del Grupo Diabásico.	121
Figura 43. Curvas de distribución de densidad de diaclasas sector Guachavés, rocas basálticas del Grupo Diabásico y sedimentitas del Grupo Dagua.....	121
Figura 44. Curvas de distribución de densidad de diaclasas sector Piedrancha, en rocas granitoides de la Granodiorita de Piedrancha.....	123
Figura 45. Orientación de esfuerzos a lo largo de la Falla Cauca-Patía, en el sector de la Plancha 428 Túquerres.	124
Figura 46. Orientación de esfuerzos a lo largo de la Falla Curcuel, en el sector de la Plancha 428 Túquerres.....	124
Figura 47. Mapa de anomalías geoquímicas y minas (MMAJ-JICA, 1981) en la Plancha 428 Túquerres.....	128
Figura 48. Molinos de pisones en la mina Bombona.	132

Figura 49a). Frente de explotación en la mina El Diamante: filones en roca andesítica con intensa alteración hidrotermal.	135
Figura 49b). Instalaciones mina El Diamante: mesa de concentración y al fondo tanque de cianuración.	135
Figura 50. Extracción de arenas en depósitos piroclásticos en El Espino y río Azufral (Balalaica).....	139
Figura 51. Deslizamiento en la quebrada La Laguna, Municipio de Guachavés. Bloques de diabasas en un saprolito arcilloso con materia orgánica y terreno cenagoso que acentúa el proceso de remoción en masa.	142
Figura 52. Deslizamiento en el área urbana de Guachavés.	143
Figura 53. Deslizamiento salida Túquerres hacia Tumaco.....	145
Figura 54. Mapa de sismos (1993-2001) en la Plancha 428 Túquerres.	149

RESUMEN

La Plancha 428 Túquerres se encuentra localizada en el sector suroccidental de Colombia sobre la región Andina, con un paisaje dominado por la Cordillera Occidental, al oeste, y el Altiplano Nariñense, al este. La región presenta el volcán Azufral (4.070 msnm) y el altiplano Túquerres - Ipiales (3.000 msnm) como los principales rasgos fisiográficos.

La Cordillera Occidental está constituida por rocas volcánicas y sedimentarias de edad cretácica de los grupos Diabásico y Dagua, respectivamente. El Grupo Diabásico está conformado por rocas basálticas y diabásicas masivas y con estructuras almohadilladas, con microgabros relacionados e intercalaciones tobáceas y de sedimentitas silíceas. El Grupo Dagua está constituido por sedimentitas marinas con intercalaciones de vulcanitas básicas, afectadas por metamorfismo dinámico y localmente por eventos térmicos relacionados a la intrusión de plutones epizonales del Cenozoico.

La Granodiorita de Piedrancha, de edad paleógena, intruye tanto el Grupo Diabásico como el Dagua y a este cuerpo se relacionan genéticamente plutones hipoabisales andesíticos a dacíticos con fases hidrotermales tardías que generan mineralizaciones complejas de sulfuros con oro asociado en el área de Bombona – El Diamante. Todas las unidades anteriores están cubiertas localmente por depósitos ignimbríticos, laháricos y lávicos del Neógeno superior - Pleistoceno y por depósitos piroclásticos del Holoceno.

El Altiplano Nariñense está relacionado al desarrollo de la actividad volcánica en el Holoceno, la cual comienza con derrames lávicos andesíticos y pasa a una actividad explosiva riodacítica asociada al emplazamiento de un complejo de domos y se generan depósitos piroclásticos que recubren las rocas más antiguas de la Cordillera Occidental que constituyen el basamento del volcán Azufral y oscurecen las evidencias de las glaciaciones que afectaron la región.

El estilo estructural de la región es complejo, predominan fallas de ángulo alto de dirección norte - noreste con una deformación notoria sobre la Cordillera Occidental producida por imbricación de cuñas o escamas de fragmentos corticales involucrados en un prisma durante un proceso continuo de acreción - subducción de un *plateau* oceánico. Las fallas, la estratificación y la esquistosidad tienen, en general, rumbo NE-SW y se encuentran tres sistemas principales de fracturas NE-SW, NW –SE y N-S, los dos primeros sistemas se entrecruzan, se considera que son coetáneos y forman un plano conjugado de fracturas en el cual el sistema N-S sería más reciente.

El área tiene un interesante potencial minero, especialmente para oro, aunque las explotaciones actuales presentan un bajo nivel técnico y, por lo general, en la mayoría de los casos sólo se recupera el oro libre. Las mineralizaciones están relacionadas a la Granodiorita de Piedrancha y las zonas de contacto con el Grupo Diabásico. Se explotan,

además, algunas canteras localizadas sobre depósitos piroclásticos a lo largo de las vías que cruzan a la plancha. Anomalías geoquímicas para Cu, Pb, Zn y Au confirman el interés económico que puede tener la región.

Entendiendo que los fenómenos naturales causan restricciones en el uso del suelo, se hizo un reconocimiento general sobre las amenazas geológicas que pueden afectar el área de la plancha, especialmente las relacionadas a erupciones volcánicas, sismicidad y a los movimientos en masa.

1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento geológico del Pacífico Sur colombiano es escaso y fragmentado, de ahí la importancia de generar información básica que permita planificar adecuadamente su desarrollo y mejorar las condiciones de vida de sus habitantes. Por esto el Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero - Ambiental y Nuclear, INGEOMINAS, como la institución del Estado encargada de proveer información sobre el subsuelo, decidió realizar un proyecto para el levantamiento de la cartografía geológica de esta región desde el sur de Buenaventura hasta la frontera con el Ecuador y desde la vertiente occidental de la Cordillera Occidental hasta la zona costera.

El objetivo general del proyecto fue compilar, estandarizar, analizar e interpretar información geológica, geoquímica, geofísica, sismotectónica, geotécnica y de amenazas geológicas, a escala 1:100.000, para elaborar una base datos que sirva para comparar información geológica y geoquímica regional y local, y así delimitar ambientes geológicos, anomalías geoquímicas e identificar zonas potenciales para la exploración regional de recursos minerales y posibles zonas de amenazas geológicas. En este sentido, la institución se integra a los planes de ordenamiento territorial, a través del aporte de información sobre el subsistema físico.

Esta compilación se debió complementar con levantamientos de campo, sin embargo, por condiciones de orden público no fue posible hacerlo de forma sistemática y total, y solo en algunas de las planchas que cubren el área, fue posible hacerlo.

La Plancha 428 Túquerres, en la nomenclatura del Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC, hace parte de este proyecto; en ésta se encuentra localizado el volcán Azufral, posible fuente de energía geotérmica y que, por su localización y características, representa una amenaza potencial alta para el área de influencia; además, la región cuenta con ricas fuentes de oro y materiales de construcción. En desarrollo del proyecto se realizaron las siguientes actividades:

Compilación de la información geológica y cartográfica disponible.

Interpretación de sensores remotos (fotografías aéreas, imágenes de satélite Landsat TM y de RADAR Intera).

Labores de campo.

Análisis de muestras.

Elaboración de mapas geológico y geomorfológico, a escala 1:100.000.

Elaboración de memoria explicativa que amplíe y detalle la información contenida en los mapas.

El mapa geológico y la memoria explicativa son resultado de la compilación de trabajos anteriores de MMAJ-JICA (1981, 1982) y Geominas (1982), y de los trabajos de campo realizados por geólogos de Ingeominas Centro Operativo Medellín.

Simultáneamente con la cartografía de la Plancha 428 se llevó a cabo un muestreo geoquímico regional de sedimentos finos activos que se analizaron en los laboratorios del INGEOMINAS Bogotá por espectrografía de emisión y de concentrados en batea que se analizaron para oro, plata, cobre, plomo, cinc, cromo, vanadio y óxido de titanio por absorción atómica. También se recogieron muestras de mena de algunas minas activas. No se hizo un estudio específico sobre amenazas naturales; el trabajo se limitó a describir problemas de deslizamientos cerca de las poblaciones de Ricaurte y Guachavés en el sector norte de la plancha y a la recopilación de información sobre la actividad sísmica y volcánica que ha afectado la región.

En la parte suroeste de la plancha no se pudo efectuar el control de campo por problemas de orden público y el mapa muestra información básica del mapa de Geominas (1982) complementado con la fotointerpretación efectuada para este proyecto y cartografía geológica de la Plancha 447 Ipiales localizada al sur de la plancha hecha por Ingeominas - Medellín.

2.GENERALIDADES

El Departamento de Nariño se encuentra localizado en el suroccidente de Colombia y demarca, en parte, la frontera con la República del Ecuador. La Plancha 428 Túquerres del IGAC se ubica en la parte centro sur del departamento (Figura 1) entre las coordenadas:

A	1° 20' 35.6" N	78° 09' 32.2" W	X=640.000	Y=880.000
B	1° 20' 35.6" N	77° 37' 11.8" W	X=640.000	Y=940.000
C	0° 58' 53.9" N	78° 09' 32.2" W	X=600.000	Y=880.000
D	0° 58' 53.9" N	77° 37' 11.8" W	X=600.000	Y=940.000

Las coordenadas planas tienen origen en el punto 4°35'56" de latitud norte y 77°04'51"30 de longitud oeste, a las cuales les han asignado valores de X=1.000.000 m N y Y=1.000.000 m E. La plancha tiene una longitud de norte a sur de 40 km y este a oeste de 60 km para un área de 2.400 km².

2.1 FISIOGRAFÍA

El Departamento de Nariño consta de tres regiones naturales: la del Pacífico, que comprende la faja occidental que se extiende desde el litoral hasta las estribaciones andinas; la de Los Andes o central, que está formada por el nudo orográfico de Los Pastos, y la amazónica, que es la más oriental y pequeña de las tres.

Fisiográficamente, la Plancha 428 está localizada en la región Andina, con un paisaje natural dominado por la Cordillera Occidental; el relieve está formado por un perfil montañoso con una zona ondulada en la parte central. Presenta al volcán Azufral (4.070 m) y el altiplano de Túquerres – Ipiales (3.000 m) como sus principales rasgos fisiográficos.

Las montañas son ramificadas y sus características dependen de la litología, por esto tienen diferente morfología. Sobre el altiplano sobresalen domos con cimas redondeadas conformados por rocas volcánicas plio-cuaternarias, y las vertientes están cubiertas por material fluviovolcánico depositado sobre rocas cristalinas. Las rocas mesozoicas que afloran en la parte noreste de la Plancha 428 forman un relieve montañoso escarpado con pendientes abruptas. Una descripción más detallada de la morfología y relieve se hace en el capítulo Geomorfología.

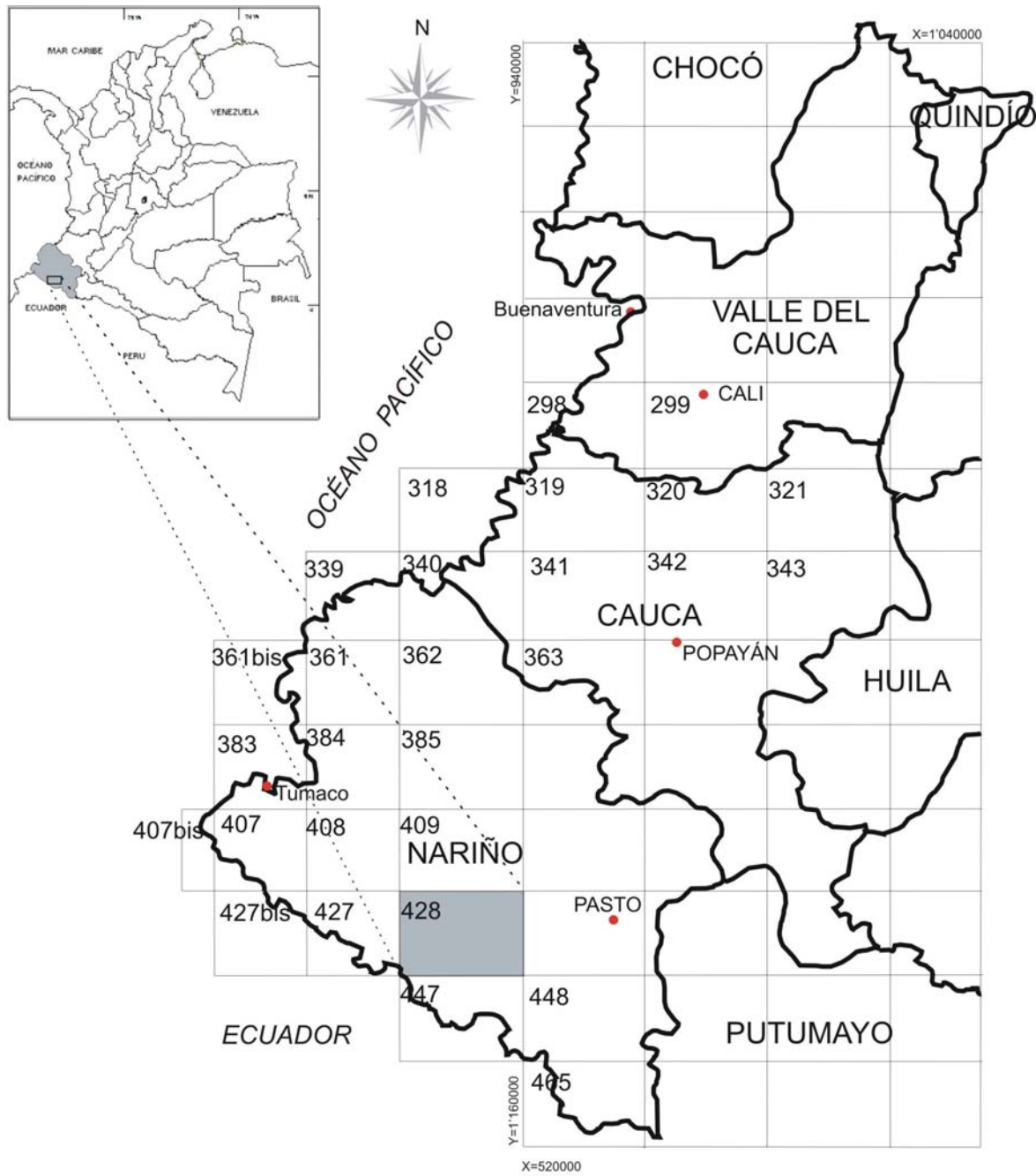


Figura 1. Localización geográfica y geodésica de la Plancha 428 Túquerres.

2.2 CLIMA Y VEGETACIÓN

En la Plancha 428 se encuentran diferentes climas que dependen de la altura sobre el nivel del mar; la mayor parte del área se localiza en los pisos térmicos frío (2.000 – 3.000 m) y de páramo (>3.000 m) con temperatura promedio de 12°C.

El sistema ecológico de zonas de vida (Holdridge, 1947; 1967) utilizado por el IGAC (1977) integra los componentes del medio natural de una manera jerarquizada en la que la biotemperatura juega un papel preponderante. La biotemperatura tiene una estrecha relación con las plantas y determina unos límites (0° y 30°C) por encima o por debajo de los cuales los procesos de transpiración, respiración y crecimiento se reducen ostensiblemente o se detienen.

La biotemperatura tiene en cuenta la temperatura media promedio mensual y la latitud del lugar y se calcula con la siguiente fórmula ($Biot = Tm - (Tm - 24)^2 \times 0,03 \text{ latitud}$). Según IGAC (1977), en la Plancha 428 se encuentran las siguientes zonas de vida:

Bosque húmedo premontano (bh-PM). Aparece en el cañón del río Pacual (1.700 m) y río Guabo, en la parte noreste y centro de la plancha en forma de pequeños parches (Figura 2). Tiene una biotemperatura media entre 18 y 24°C, con promedio anual de lluvias de 1.000 a 2.000 mm, a una altitud entre 900 y 2.000 m, y en ella se encuentran cultivos de café, plátano, caña de azúcar y frutales. En el Municipio de Samaniego (Plancha 429 Pasto), en 1977, se registró una temperatura promedio de 20,2°C y una precipitación de 1.740 mm (IGAC, 1986).

Bosque muy húmedo premontano (bmh-PM). Se encuentra en la cuenca del río Güiza, entre Ricaurte y Altaquer (Figura 2), las condiciones de clima y altitud son similares a la unidad anterior, varía el promedio anual de lluvias, entre 2.000 y 4.000 mm. El exceso de humedad provoca el lavado y el agotamiento de los suelos. En el Municipio de Ricaurte, en 1977, se registró una temperatura promedio de 20,2°C y una precipitación de 3.480 mm (IGAC, 1986).

Bosque pluvial premontano (bp-PM). Esta zona de vida se encuentra en el norte y occidente de la plancha, al oriente de Junín y norte del río Nulpe (Figura 2) y tiene como límites climáticos una biotemperatura media entre 18 y 24°C con un promedio anual de lluvias >4.000 mm, con topografía montañosa y un drenaje denso, el bosque natural está bien conservado y abundan líquenes, orquídeas, helechos y otras especies. El exceso de humedad impide la agricultura intensiva.

Bosque montano bajo (bs-MB). Aparece en forma de parches aislados en las altiplanicies de la parte este de la plancha en los municipios de Mallama, Sapuyes y Túquerres (Figura 2). Los límites climáticos de esta zona son; biotemperatura 12- 18°C y promedio anual de lluvias 500 – 1.000 mm y con altitud entre 2.000 y 3.000 m, el clima es bueno para el poblamiento humano y por ello la alta concentración de población en ella, los terrenos son fértiles, se cultiva papa, trigo, cebada, maíz y hortalizas. En Sapuyes, en 1977, se registró una temperatura promedio de 11,1°C y una precipitación de 960 mm (IGAC, 1986).

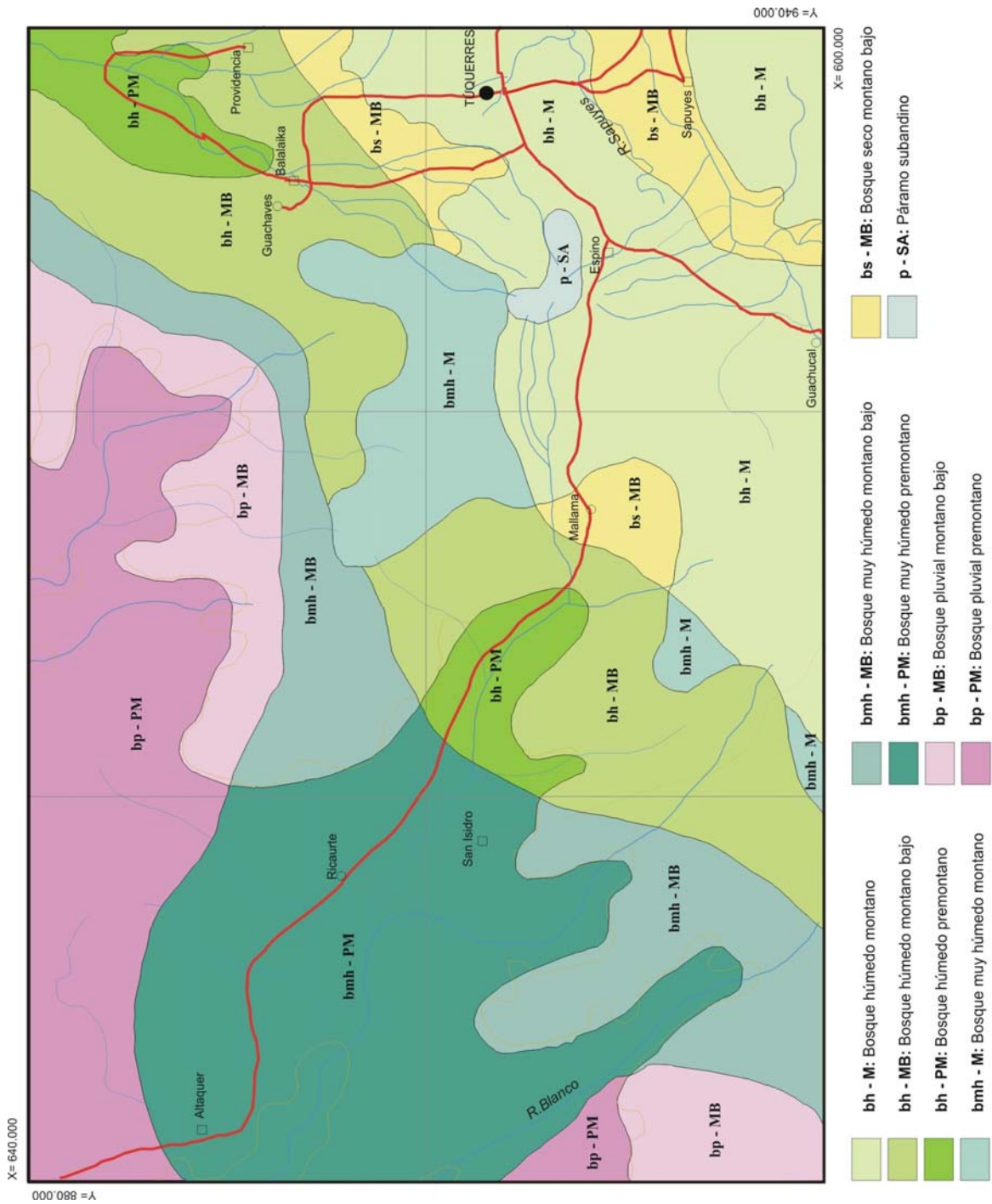


Figura 2. Zonas de vida en la Plancha 428 Túquerres (tomado de Espinal, 1977).

Bosque húmedo montano bajo (bh-MB). Se localiza en la parte central de la plancha en una franja transversal de norte a sur, que incluye la población de Guachavés (Figura 2), las condiciones climáticas son similares a las de la unidad arriba descrita, pero con incremento de la pluviosidad anual hasta 2.000 mm. En Guachavés, en 1977, se registró una temperatura promedio de 13,6°C y una precipitación de 1.510 mm (IGAC, 1986).

Bosque muy húmedo montano bajo (bmh-MB). Se encuentra en la parte centro sur de la plancha (Figura 2), las condiciones de altitud y biotemperatura coinciden con las dos formaciones anteriores, pero la pluviosidad aumenta hasta 4.000 mm, con exceso de lluvias que nutren los caudales de los ríos. El monte nativo es de gran altura y diversidad de especies.

Bosque pluvial montano bajo (bp-MB). Tiene una biotemperatura entre 12 y 18°C, con un promedio anual de lluvias >4.000 mm y puede verse a partir de 1.800 msnm como prolongación pluvial del bmh-MB (Figura 2), los suelos son ácidos y de escasa fertilidad.

Bosque húmedo montano (bh-M). Ocupa la parte sureste de la plancha, incluye poblaciones como Túquerres, Guachucal y El Espino (Figura 2), tiene como límites bioclimáticos una biotemperatura entre 6 y 12°C y un promedio anual de lluvias entre 500 y 1.000 mm y se inicia a los 3.000 m de altura. La vegetación nativa ha sido destruida en gran parte y en ella se cultivan papa, trigo, cebada y maíz. En Túquerres, en 1977, se registró una temperatura promedio de 10,8° C y una precipitación de 1.080 mm y en Guachucal, en el mismo año, se registró una temperatura promedio de 10,6° C y una precipitación de 940 mm (IGAC, 1986).

Bosque muy húmedo montano (bmh-M). Se localiza en forma de parches en una franja con dirección NE en el centro de la plancha (Figura 2), las condiciones climáticas y altitudinales son semejantes al (bh-M), pero la pluviosidad aumenta hasta 2.000 mm, la vegetación natural son arbustos, líquenes, quiches y frailejones.

Páramo subandino (p-SA). Se localiza en los páramos de los volcanes Azufral y Cumbal, la biotemperatura media está entre 3 – 6°C y el promedio anual de lluvias es de 500 –1.000 mm.

La zona del altiplano tiene un promedio anual de lluvias menor, debido el efecto abrigo de las cumbres montañosas y la zona de los volcanes de la Cordillera Occidental (cimas cordilleranas); hacia el occidente, la pluviosidad aumenta, así entre Piedrancha, Guachavés y Ricaurte la media anual es 2.000 – 4.000 mm y pasa a más de 6.000 mm en Junín, estas variaciones son marcadas y permiten una zonificación espacial (IGAC, 1982).

La distribución mensual de lluvias es bimodal, determinado por los desplazamientos de la zona de convergencia intertropical, con dos períodos de menor intensidad de lluvias, uno en enero y febrero y otro de junio a septiembre y dos períodos de invierno, uno de marzo a mayo y otro en octubre a diciembre (Figura 3). El mes más lluvioso es noviembre (IGAC, 1982, 1985).

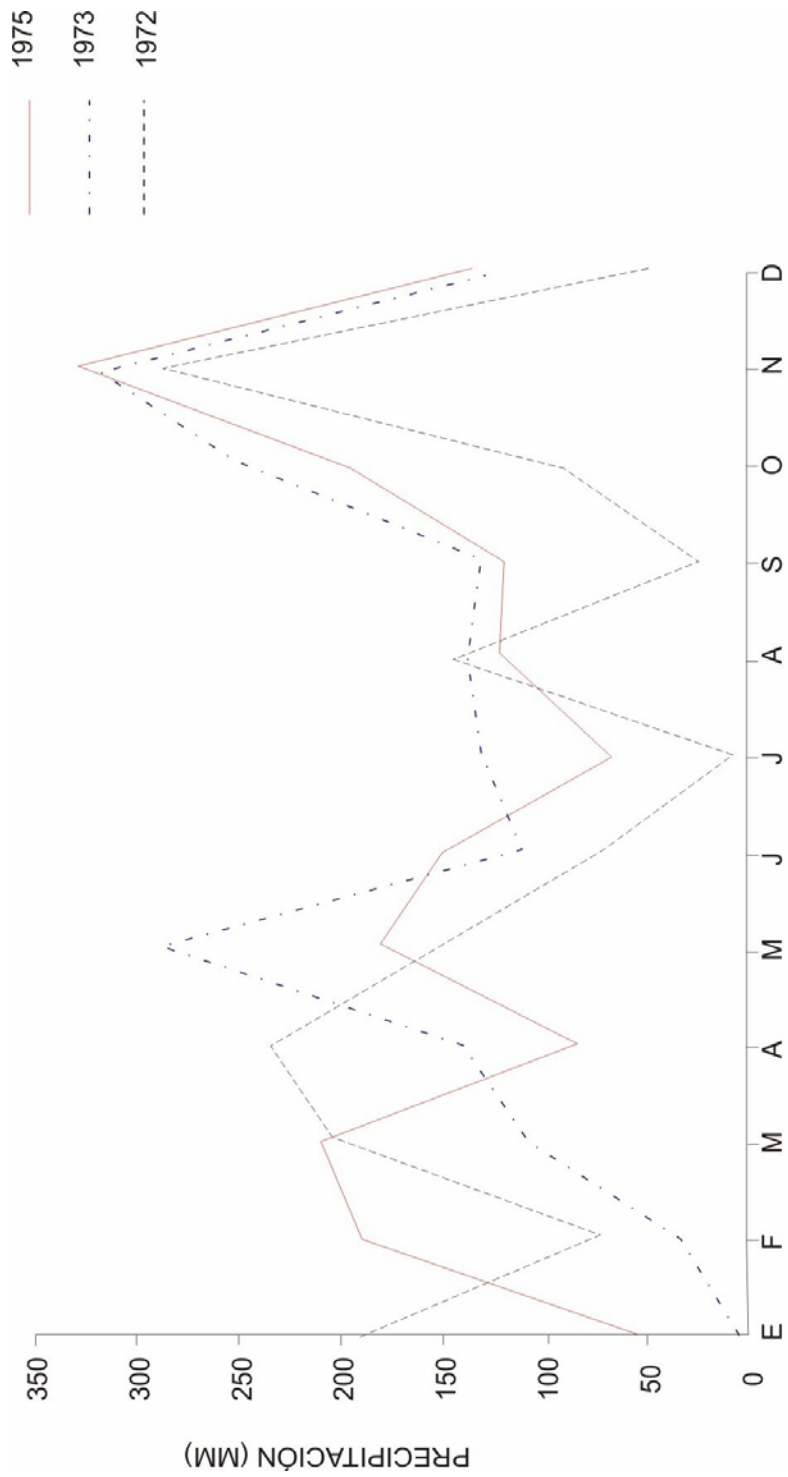


Figura 3. Distribución mensual de lluvia para tres años en la estación Ospina Pérez (Ricaurte) Plancha 428 Túquerres (IGAG, 1982).

En la zona andina, de las formaciones vegetales primarias se conserva muy poco, debido a la tala y quema de bosques provocadas por la intervención antrópica, lo que ha reducido los bosques naturales a pequeños relictos.

2.3 HIDROGRAFÍA

Los ríos que drenan el área de trabajo, Plancha 428 Túquerres, pertenecen a la vertiente del Pacífico; en el altiplano, debido a la escasez de lluvias y alta permeabilidad, no se tienen ríos caudalosos, ni densidad de drenaje alta. Los ríos se distribuyen en las cuencas del río Mira, los que nacen en la parte sureste del área, cuenca del Guáitara, los de la parte nororiental del área y cuenca del Telembí en el norte del área (Figura 4). Estos ríos nacen en el eje axial y zona más alta de la Cordillera Occidental (>4.000 m) y en la cual están alineados los volcanes de Chiles, Cumbal (Plancha 447 Ipiales) y Azufral (Plancha 428).

El río principal se conoce con el nombre de río Guabo en la plancha y a partir del Municipio de Ricaurte, como río Güiza, el cual desemboca en el Mira y a su vez éste tributa sus aguas al Océano Pacífico. Corre en dirección NW, en sentido transversal y sus afluentes corren en dirección NW y SW. Los principales afluentes son los ríos Mulas, Las Vegas y Ñambí (Figura 4). Los ríos principales de la cuenca del Guáitara son el Pacual y el Azufral, este último nace en el volcán que se lleva su nombre, ambos corren en dirección N-S y a la altura de la Inspección de Policía Balalaica, en el Municipio de Santacruz, juntan sus aguas y a partir de este sitio el río Pacual toma una dirección N45°E (Figura 4).

Los ríos Vargas, Gualcalá y Ramos de la cuenca del Telembí, drenan la parte norte de plancha, tienen una dirección N35-45°W (Figura 4) y unen sus aguas al Telembí en la Plancha 409 Las Cruces.

2.4 POBLACIÓN Y VÍAS DE COMUNICACIÓN

La Plancha 428 Túquerres representa un 7,21% de la extensión total del Departamento de Nariño (33.268 km²) y en ella se encuentran las cabeceras municipales de Túquerres, Sapuyes, Santacruz, Mallama y Ricaurte donde se asienta un 6% del total de la población del departamento (1'443.671 habitantes, DANE, 1993), concentrada en el altiplano de Túquerres – Ipiales.

En los diferentes municipios del área de la plancha predomina la población rural sobre la urbana con excepción de Túquerres (Tabla 1); la distribución es irregular, como en el resto del departamento, y la zona andina, por características geográficas, presenta una mayor concentración de población.

La economía está basada principalmente en la producción agropecuaria en pequeñas parcelas, los otros sectores económicos (industria manufacturera, servicios y minería) están menos desarrollados; históricamente, el desarrollo de Nariño ha estado ligado a la explotación de la tierra con cultivos de papa, trigo y cebada. La ganadería, especialmente de leche, se concentra en el altiplano de Túquerres - Ipiales. La manufactura, de escaso desarrollo, se orienta a la

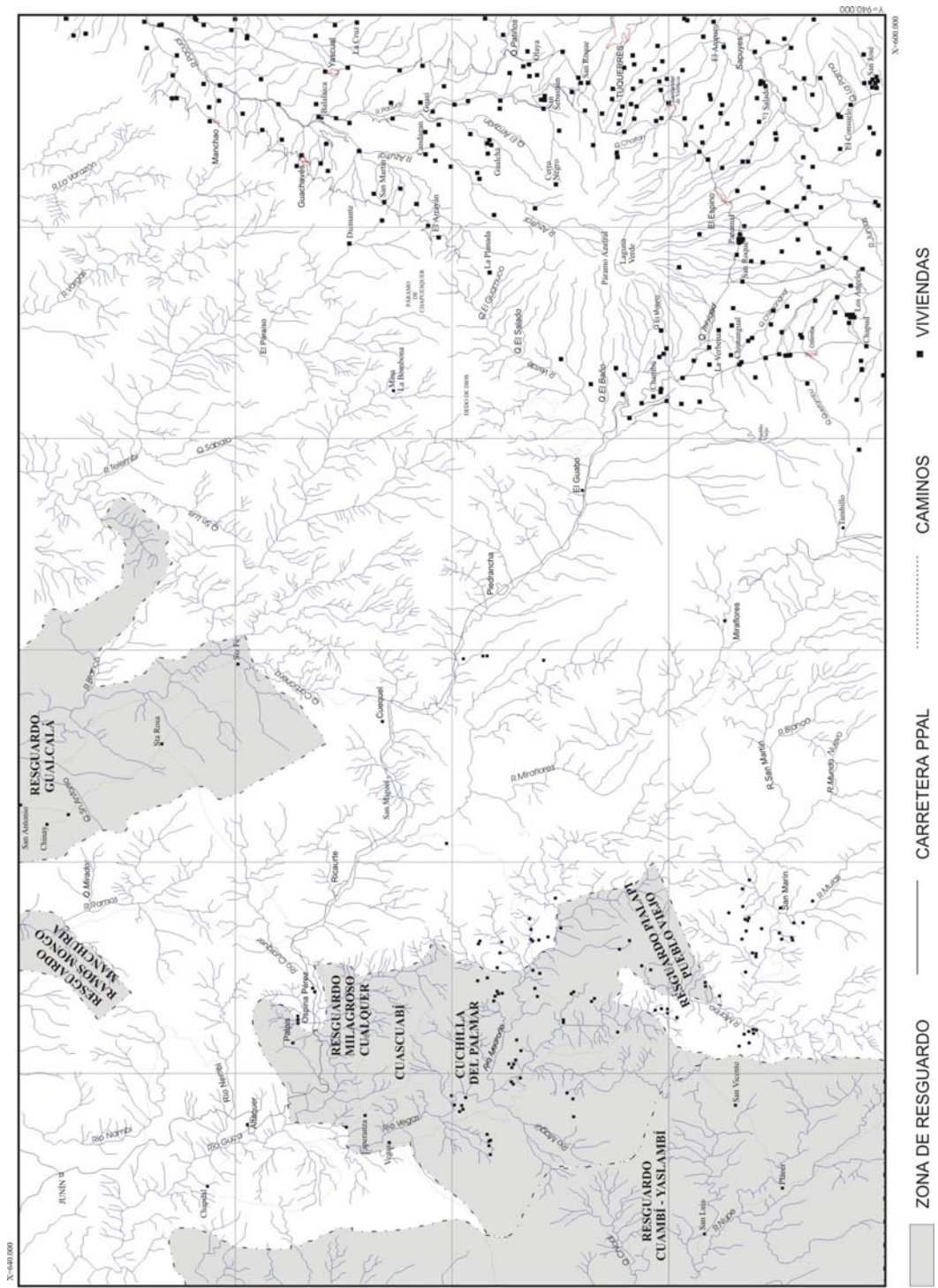


Figura 4. Mapa de drenajes, vías de comunicación y zonas de resguardos indígenas en el Municipio de Ricaurte, Plancha 428 Túquerres.

Tabla 1. Población del Departamento de Nariño (DANE, 1993) y proyección a 2001.

Municipio	Población 1993			Población proyectada 2001		
	Total	Cabecera	Resto	Total	Cabecera	Resto
Mallama	12.052	796 (Piedrancha)	11.256	14.083	1.343	12.740
Ricaurte	11.978	1.177	10.201	12.901	2.009	10.892
Santacruz	4.177	1.456 (Guachavés)	2.721	4.361	1.545	2.816
Sapuyes	9.484	2.103	7.381	9.781	2.214	7.567
Túquerres	43.608	14.115	29.493	51.332	16.742	34.590

producción de alimentos y fabricación de muebles. El comercio ocupa un lugar destacado por su localización fronteriza con Ecuador.

El acceso al área de la plancha se hace fundamentalmente a partir de la vía Panamericana que comunica a Pasto, capital del Departamento de Nariño, con la República de Ecuador y el interior del país y su ramificación hacia el occidente con Tumaco sobre el Océano Pacífico; a partir de Túquerres, la comunicación se hace básicamente utilizando la carretera a Samaniego, en el borde nororiental, y Ricaurte – Tumaco, al occidente; vías secundarias permiten el acceso a algunas veredas, pero, en general, hacia el sureste y norte centro de la plancha sólo es posible hacerlo a través de caminos de herradura que desde Ricaurte o Piedrancha van hacia los resguardos indígenas de Pueblo Viejo, Pialapí, Vegas, Nulpe Alto, Nulpe Bajo y Gualcalá, entre otros.

El acceso al sector suroccidental de la plancha es más fácil por el lado del Ecuador, por la carretera Tulcán – Maldonado y de este sitio hacia los resguardos indígenas de Nulpe Alto, Medio y Bajo por caminos de herradura.

2.5 METODOLOGÍA

La elaboración del mapa geológico de la Plancha 428 se hizo con base en la información recolectada en el campo a lo largo de quebradas, cortes de carreteras y caminos para complementar la información cartográfica efectuada por MMAJ – JICA (1981, 1982) y GEOMINAS (1982). La programación de los cortes se hizo teniendo en cuenta la información regional recopilada, la interpretación de la imagen de satélite Landsat y fotografías aéreas a diferentes escalas, lo cual permitió conocer y complementar las características geomorfológicas y estructurales de la región.

Teniendo en cuenta que sólo se tenía un mapa base topográfico para el extremo oriental de la plancha (410 km²) preparado, a escala 1:25.000, por el IGAC, en 1967 (Figura 5), fue necesario complementar la información con el fin de obtener mapa de toda el área como base de los levantamientos geológicos. Este mapa, a escala 1:100.000, complementó la información IGAC con una escena de la imagen Landsat TMP10R59 del 18 de marzo de 1996 con composición en falso color (RVA) TM4, TM5 y TM2, en papel, preparada por el grupo de teledetección del INGEOMINAS – Bogotá, en la cual se trazaron los drenajes principales y rasgos geográficos más

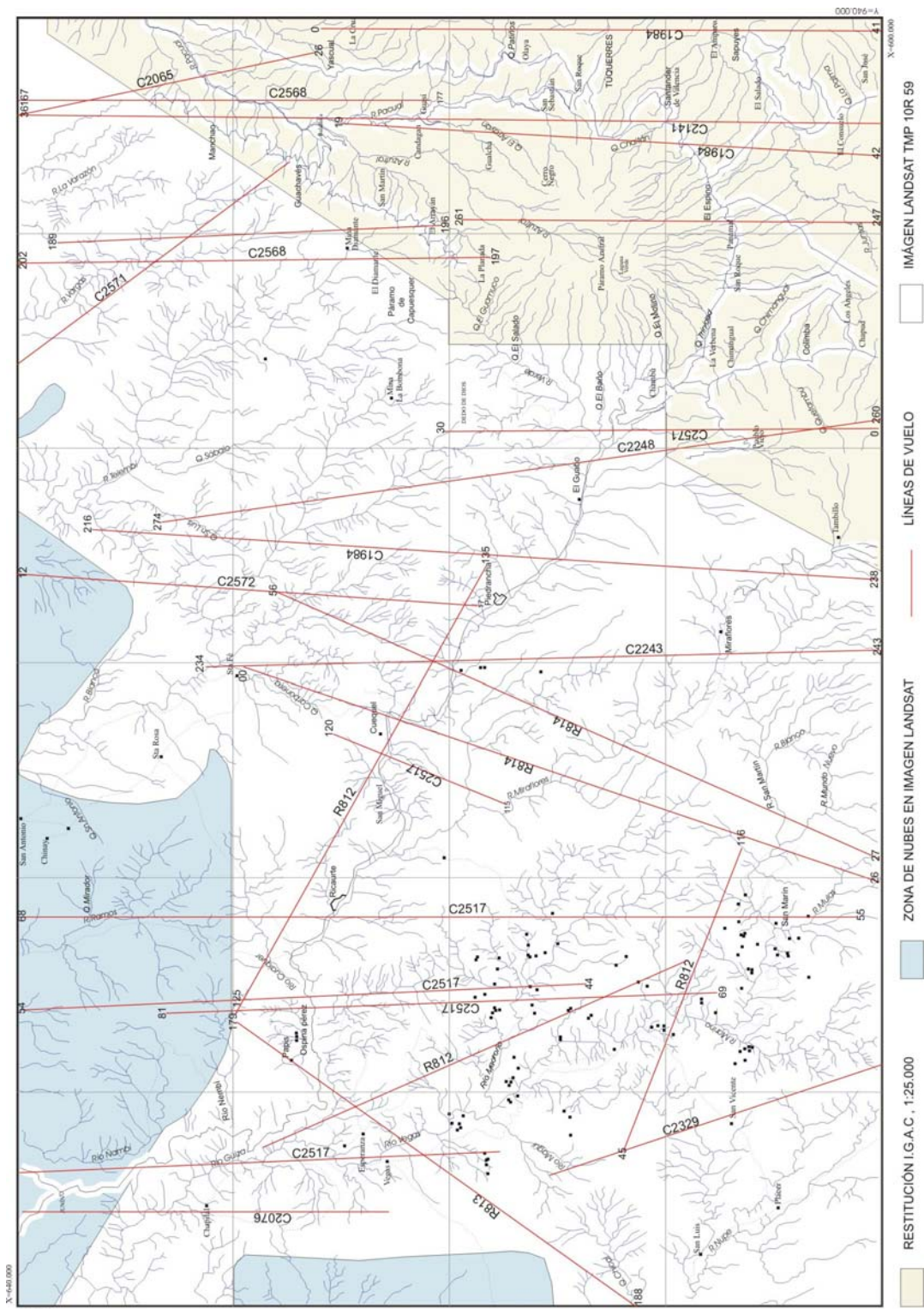


Figura 5. Esquema de información topográfica disponible en la Plancha 428 Túquerres.

sobresalientes. Sin embargo, es de anotar que la imagen tiene 15% de cobertura de nubes, principalmente en los sectores norte y occidental, lo cual dificultó su interpretación en estas áreas.

El drenaje, las vías de comunicación y las poblaciones se complementaron posteriormente a partir de fotografías aéreas de diferentes años (1981 – 1995) y a diferentes escalas, entre 1:20.000 y 1:50.000. La mayor parte de los puntos de campo fueron ubicados con GPS y ello permitió precisar la localización de algunos drenajes, poblados y vías de comunicación. Estos puntos de campo se tomaron como de control para el mapa base topográfico, a escala 1:100.000, resultante de la combinación de las diferentes bases disponibles. El mapa resultante fue digitalizado por Margarita Rodríguez de INGEOMINAS – Medellín y los nombres que en él aparecen fueron consultados y referidos a los pobladores de la región, con excepción de la parte oriental que fue tomada directamente de los mapas del IGAC, a escala 1:25.000.

Los datos de campo fueron localizados sobre el mapa base topográfico elaborado a escala 1:100.000 y ampliado mecánicamente a 1:50.000 para facilitar la ubicación. La densidad de reconocimiento y muestreo no fue uniforme en toda la plancha, puesto que los accesos son más difíciles en unas áreas que en otras y, además, circunstancias de orden público limitaron el acceso a la región occidental.

Simultáneamente con la cartografía geológica se efectuó un programa de exploración geoquímica regional con la recolección de muestras de sedimentos finos seleccionados en los drenajes principales que fueron atravesados en las transectas geológicas efectuadas y, ocasionalmente, se tomaron muestras de concentrados de batea. Las muestras fueron analizadas en INGEOMINAS – Bogotá por espectrografía de emisión, mientras que las de concentrados lo fueron por absorción atómica para Au – Ag – Cu – Pb – Zn – Mo – Cr – Ni – Co. El muestreo geoquímico regional sirvió de complemento en la parte norte de la plancha, al efectuado por NACIONES UNIDAS – INGEOMINAS (1977) y MMAJ – JICA (1981).

Se levantaron columnas de los depósitos piroclásticos recientes en las canteras que se encuentran en el área, con el fin de establecer posibles correlaciones, la naturaleza del depósito, su extensión y relación genética con los centros volcánicos conocidos en el área. Para la clasificación de estos depósitos se siguieron las recomendaciones de Cas & Wright (1993) y las muestras se han guardado para estudios sedimentológicos, petrográficos y petroquímicos posteriores. Las correlaciones entre las diferentes litologías y las edades asignadas en la leyenda del mapa geológico se hicieron con base en los estudios regionales del sector meridional de la Cordillera Occidental en Colombia y su prolongación hacia el Ecuador y en algunas edades isotópicas disponibles para la Granodiorita de Piedrancha y para productos volcánicos recientes del volcán Azufral. Con esta información y el conocimiento regional del área por parte de los autores, se preparó la columna estratigráfica generalizada de la plancha.

Para la clasificación de las rocas ígneas se utilizaron los parámetros de Streckeisen (1976, 1978) y para las variedades porfídicas, el término textural en el nombre de la roca se

efectuó de acuerdo con Stringham (1971). Las rocas sedimentarias siliciclásticas se clasificaron de acuerdo con Folk (1974) teniendo en cuenta los siguientes factores:

Para arenitas, la textura según Folk (1974) y la composición según Pettijohn et al. (1973).

Para lutitas, Lundegard & Samuels (1980), y se reemplazó “lutitas laminadas” por el adjetivo “laminado”.

En las rocas silíceas se han empleado los términos limolitas a lodolitas para rocas clásticas con cemento silíceo y estratificación paralela; liditas (porcelanitas), rocas químico clásticas en las cuales no se observan granos, pero cuya partición es prismática y estratificación en capas planoparalelas; chert, para rocas de origen químico o bioquímico que parten concoidalmente y estratificación no paralela ondulosa.

Las rocas con metamorfismo dinámico se clasificaron de acuerdo con Wise et al. (1984) y en las de metamorfismo de contacto se utilizó tanto el factor textural como la mineralogía caracterizante.

La localización de los lugares geográficos citados en el texto se da con referencia a la plancha 1:100.000 dividida en rectángulos de 5 x 5 km numeradas de occidente a oriente de 1 a 12 y nominados de norte a sur A hasta H; así, por ejemplo, Colimba se encuentra en la cuadrícula H9 (Figura 6).

La información geológica presentada en este informe amplía y complementa la contenida en el mapa geológico, a escala 1:100.000, que lo acompaña, en los campos de la Estratigrafía, Geología Estructural, Recursos Minerales y Amenazas Geológicas para con ella elaborar un bosquejo de la evolución geológica del área enmarcada en la de la Cordillera Occidental entre el Cretácico y el Reciente.

El mapa geomorfológico y el capítulo de Geomorfología fueron elaborados por Diana Montoya quien, con la colaboración de Eduardo Parra, efectuó la interpretación de los sensores remotos que cubren parcialmente el área. En el capítulo de Geología estructural fue de gran ayuda la colaboración de Ubaldo Cossio quien efectuó la interpretación de la imagen de satélite Landsat TMP10R59 y elaboró diferentes diagramas para entender el comportamiento estructural del área con base en los lineamientos observados. La estratigrafía de los depósitos volcánicos recientes del Azufral fue elaborada por Marta Lucía Calvache.

2.6 AGRADECIMIENTOS

Los trabajos bases de cartografía geológica fueron ejecutados por geólogos del Centro Operativo Medellín y su participación, por áreas, se indica en la Figura 6, su empeño y dedicación fueron básicos para lograr este producto institucional y, aunque la interpretación geológica y los conceptos expresados en el texto son responsabilidad de los autores, esto no hubiese sido posible sin su trabajo de campo.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
A		IA 2-4			IB 1			IIA 1-7			IIB 1-7	
B												
C					4-2-6-5 ID			7-3-1 IIC			7-4 IID	
D		IC 2-4-5-7										
E					4-5-2			4-5			TÚQUERRES	
F		IIIA 2			IIIB			IVA			IVB 4-7	
G		2			4-5-2			4-5			4-7	
H		IIIC			IIID			IVC	■ Miraflores (H-9)		IVD	

1. MMAJ - JICA (1981).
2. GEOMINAS (1982).
3. COSSIO, Ubaldo.
4. GONZÁLEZ, Humberto.
5. MONTROYA, Diana.
6. RODRÍGUEZ, Gabriel.
7. ZAPATA, Gilberto.

Figura 6. Fuentes de información e índice de participación en la cartografía geológica de la Plancha 428 Túquerres.

Un especial agradecimiento para la doctora Marta Lucía Calvache, Directora del Centro Operativo Regional de INGEOMINAS en Pasto, y para el personal auxiliar de esta oficina que colaboró en el trabajo de campo. Para los auxiliares de INGEOMINAS Medellín, a los funcionarios de las alcaldías y habitantes de la región y para todos aquellos que de una manera u otra colaboraron en el campo o en la oficina, muchas gracias; sin su esfuerzo y dedicación no hubiese sido posible alcanzar los objetivos planteados para el proyecto.

3. GEOMORFOLOGÍA

Las formas de paisaje son el resultado de diferentes factores y procesos que inciden en la erosión y sedimentación de los materiales que existen en la superficie terrestre. Los procesos que dan origen a estas transformaciones pueden ser geológicos (endógenos) controlados por la deformación interna de la Tierra o por volcanismo y la interacción con los materiales superficiales y fenómenos asociados al clima (exógenos), principalmente: lluvia, humedad, temperatura y vientos.

Para la elaboración del mapa geomorfológico del área de la Plancha 428 Túquerres, a escala 1:100.000, se interpretaron la imagen de radar Intera y la imagen de satélite Landsat TM P10R59, en falso color (RVA) TM4, TM5, TM2, a escala 1:100.000, y aerofotografías a diferentes escalas (Figura 5); en el área cubierta por éstas, se definieron de manera más precisa las características de las diferentes unidades geomorfológicas. Durante el trabajo de campo se levantaron perfiles de meteorización o columnas de las unidades superficiales y se corroboró la interpretación de los sensores remotos.

Las provincias fisiográficas principales que cubren la zona de estudio son la Cordillera Occidental (90%) y el Altiplano Nariñense (Villota, 1997, Figura 7), ambas contrastantes en las imágenes de sensores remotos, como resultado de la interrelación de los procesos exógenos con la geología y la topografía. Las unidades geomorfológicas descritas en este trabajo corresponden a una jerarquía inferior que no llega al detalle de describir geoformas en el sentido estricto, pero que se considera suficiente para la escala de trabajo y como una primera aproximación a la información básica necesaria para un plan de ordenamiento territorial.

La edad relativa de las unidades geomorfológicas se puede conocer mediante la observación y análisis de los perfiles de meteorización, siempre y cuando no se hayan producido efectos severos por la actividad antrópica que los destruya; si se tiene en cuenta que los suelos tardan en formarse miles o decenas de miles de años, las unidades más antiguas se diferencian por presentar perfiles de meteorización más complejos; debido al mayor tiempo de exposición de los agentes exógenos y generan un mayor desarrollo los horizontes A, B, C.

3.1 ALTIPLANO NARIÑENSE

El Altiplano Nariñense es una superficie relativamente plana, localizada al sur del Departamento de Nariño, que se extiende desde Túquerres, al norte, hasta los límites con la República del Ecuador; se caracteriza por presentar un relieve suave con alturas desde 2.800 hasta 3.200 msnm. En esta provincia fisiográfica se diferencian las siguientes unidades geomorfológicas: Plancicie del Cumbal y Colinas bajas alargadas de Tuquerres.

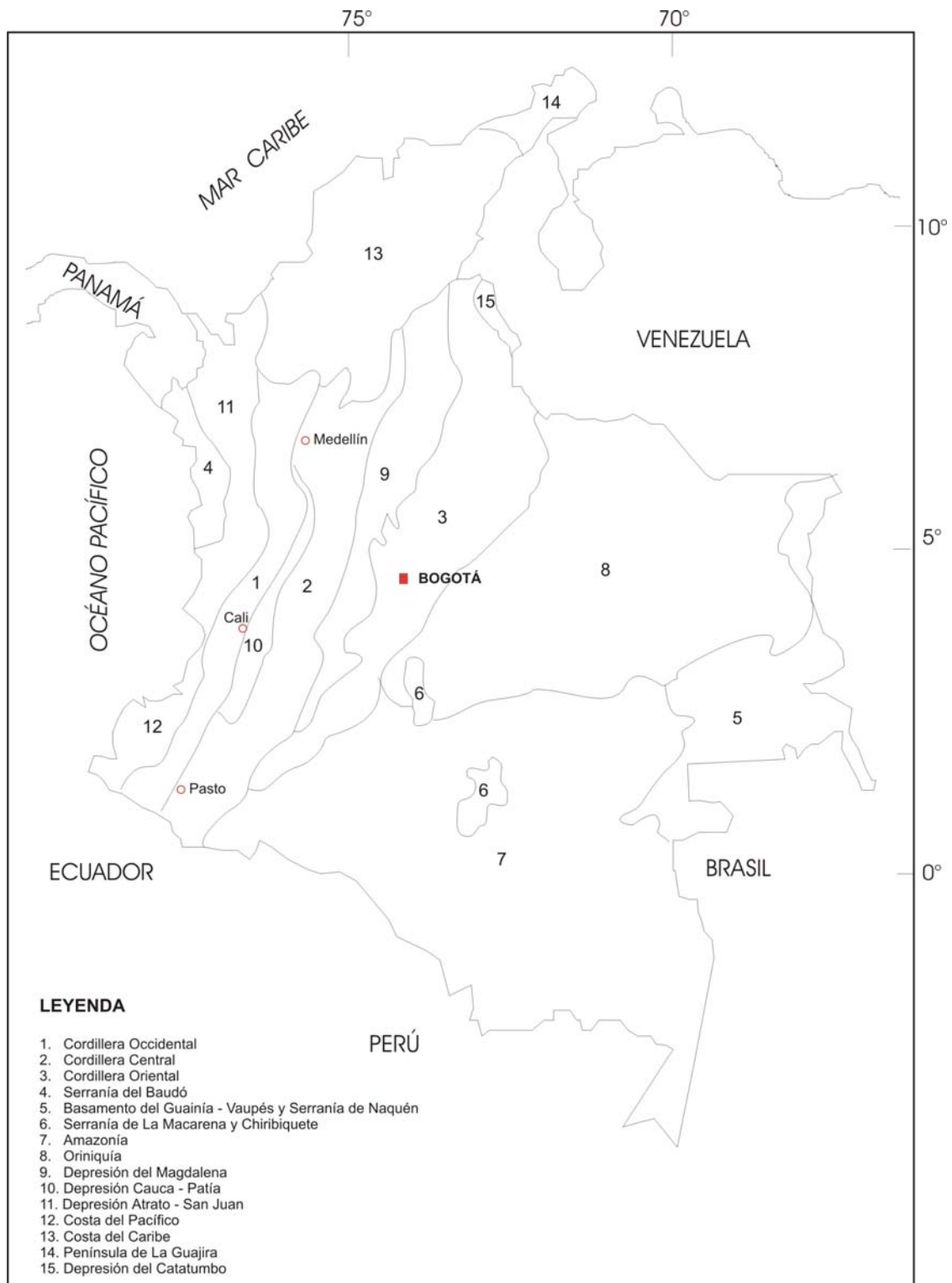


Figura 7. Provincias fisiográficas de Colombia (Villota, 1997).

3.1.1 Planicie de Cumbal (P.C)

La Planicie de Cumbal está localizada en el sector sur oriental (H10), cubre un área de 25 km², corresponde a una altiplanicie de origen hidrovulcánico, formada por la acción de las aguas lluvias sobre productos volcánicos provenientes de los volcanes Azufra, Cumbal y, posiblemente, de otros aparatos volcánicos.

En general, esta planicie se caracteriza por una superficie plana con relación a las unidades que la circundan, está ubicada en la cota 3.200 m y no afectada por procesos de denudación e incisión actual de los drenajes.

El perfil de meteorización que se ha desarrollado sobre la planicie está constituido por un horizonte A, con un espesor aproximado de 10 cm, de color pardo a negro, y un horizonte B, homogéneo, maduro y con alto contenido de materia orgánica y de color pardo oscuro, con un espesor mayor de 1,50 m, el cual se debe al aporte aluvial coluvial y cantidades equivalentes de arena, limo y arcilla (Figura 8).

La edad de formación de la planicie parece ser muy reciente (Holoceno), puesto que en ella no se pueden diferenciar los depósitos volcánicos recientes del Azufra, lo cual implica que durante las últimas erupciones del volcán, la unidad estaba en formación; además, la unidad tiene un grado de disección mínimo, solamente el río Juntas la corta a menos de dos metros de profundidad y forma paredes subverticales.

En cercanías al volcán Azufra, se presentan pequeñas colinas dispersas, alargadas en dirección NW y con alturas de 3 a 5 m; producidas por erupciones violentas (flujos piroclásticos) denominadas como *mound field* (campo de montículos), las cuales son más antiguas, por encontrarse sus bases colmatadas por el horizonte A de esta planicie.

No se observan procesos erosivos a lo largo de esta unidad; sin embargo, durante los períodos de crecientes puede ser inundada y acumular limos en las zonas anegadas.

3.1.2 Colinas bajas alargadas de Túquerres (C.b.a.T)

La unidad Colinas bajas alargadas de Túquerres está localizada en el sector suroccidental (F12, G10-12, H10-11), ocupa un área de 150 km², se caracteriza por formar una superficie con relieve suave que tiene un ángulo de inclinación de 5° (Figura 9). Altitudinalmente se desarrolla entre las cotas 3.000 a 3.400 m que corresponde a la base del volcán Azufra. En ella se encuentran localizadas las cabeceras municipales de Túquerres y Sapuyes.

Esta unidad corresponde a una geoforma volcánica antigua que después de haber sido disectada y erodada en sus vertientes, fue cubierta por los depósitos volcánicos recientes, y resultaron las formas suaves actuales del paisaje; razón por la cual, las colinas reflejan una topografía preexistente que correspondía a antiguos depósitos piroclásticos del Azufra semejantes a los depósitos recientes, que cubren y suavizan la unidad.

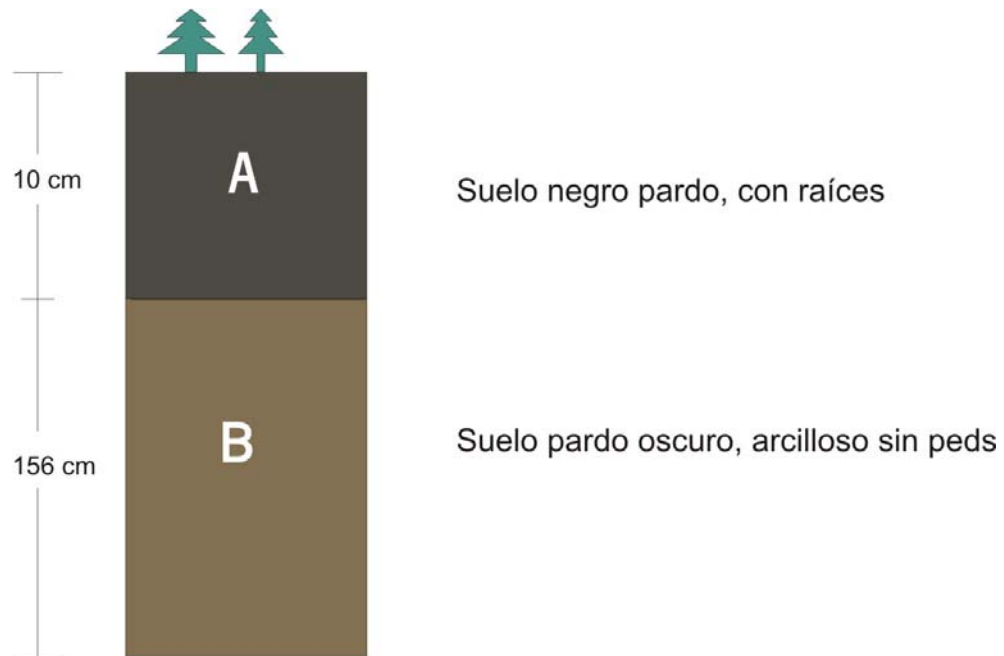


Figura 8. Perfil de meteorización en la unidad geomorfológica Planicie de Cumbal (P.C).



Figura 9. Aspecto general de la unidad geomorfológica Colinas bajas alargadas de Túquerres (C.b.a.T).

Son colinas bajas, con alturas menores de 30 m, los filos son alargados con dirección sur, con longitud mayor a 3 km, redondeados y, en ocasiones, escalonados, lo que refleja pulsos en el levantamiento de la cordillera y la antigüedad del edificio volcánico. Las vertientes son cóncavas cortas y con pendientes de ángulos suaves (20°) y refleja también la antigüedad del basamento de esta unidad.

En los afloramientos observados no se encontró un perfil de meteorización por los eventos de volcanismo reciente, debido a que las repetidas emisiones volcánicas no dan tiempo para que se desarrolle un perfil de meteorización (Calvache et al., 2000). Sin embargo, presenta un perfil de suelo, con un horizonte A de espesor variable 50-90 cm, con aporte coluvial, de color negro, con granulometría de arena, limos y arcillas por descomposición de cenizas, compacto y con numerosas raíces.

Es común observar, hacia el sector sur, montículos aislados formados por flujos piroclásticos recientes de la misma edad de los de la Planicie de Cumbal, *mound field* (Figura 10).

Debido a la poca cohesión de los depósitos piroclásticos que cubren esta unidad, los suelos son altamente susceptibles al lavado por aguas de escorrentía que en algunos casos pueden desarrollar surcos o cárcavas.



Figura 10. *Mound fields*, en la unidad geomorfológica de Colinas antiguas alargadas de Túqueres (C.b.a.T).

3.2 CORDILLERA OCCIDENTAL

La mayor parte de la plancha se caracteriza por un relieve abrupto, que corresponde a la segunda unidad fisiográfica denominada por Villota (1997) Cordillera Occidental, presenta varios tipos de vertientes montañosas erosionadas, que se localizan altitudinalmente entre las cotas 1.500 m en la parte oeste hasta los 4.000 m en la parte oriental (volcanes), y en donde se han identificado las siguientes unidades geomorfológicas:

Edificios volcánicos.

Vertientes montañosas escarpadas de edificios volcánicos antiguos.

Vertientes montañosas suavizadas por cubiertas piroclásticas.

Vertientes montañosas de pendiente moderada.

Vertientes montañosas cortas.

Montañas con cimas planas.

Vertientes montañosas escarpadas.

Vertientes montañosas escarpadas de alta pendiente.

Vertientes montañosas de pendientes moderadas cortas.

Vertientes montañosas subredondeadas.

Vertientes montañosas de pendiente baja.

Abanico de Junin.

3.2.1 Edificios volcánicos

Se diferenciaron tres edificios volcánicos, los cuales, por sus rasgos morfológicos, se dividieron en edificios volcánicos recientes, antiguos y muy antiguos, correspondientes a los volcanes Azufral, a la caldera pre Cumbal y a las estructuras volcánicas erodadas conocidas como Pajablanca y Rosales.

3.2.1.1 Edificio volcánico muy antiguo de Pajablanca (E.v.m.a.P)

Se encuentra localizado en el sector sur oriental de la plancha (H12), corresponde a colinas asociadas al centro volcánico erodado conocido como Pajablanca en la Plancha 429 Pasto y que continúa en esta plancha, se presenta en alturas entre los 3.200 m y los 3.600 msnm.

Se caracteriza por presentar colinas cortas; de relieve escalonado, con cimas redondeadas, las vertientes son cóncavas, convexas, con pendientes moderada (de hasta 30%). Los valles de primer orden presentan fondo plano por acumulación de material coluvial (Figura 11).



Figura 11. Unidad geomorfológica del Edificio volcánico muy antiguo de Pajablanca (E.v.m.a.P), en primer plano.

Tanto el relieve escalonado como las formas de las vertientes reflejan una topografía antigua, afectado por levantamientos y posteriormente suavizadas por una cubierta de cenizas. Esta topografía parece tener una edad más antigua que la de las Colinas bajas alargadas de Túquerres.

Presenta un perfil de meteorización con desarrollo de un horizonte A de 10 a 40 cm, poco compacto, de color negro-pardusco; un horizonte B con espesores similares al de A, de 10 a 40 cm, de color amarillo – pardusco, y un horizonte C, considerado como la roca meteorizada muestra un espesor menor de 3 m, como en el caso de la cantera localizada en la vía Sapuyes - Casafría (Figura 12). Esta unidad se desarrolla sobre lavas o flujos piroclásticos antiguos provenientes del volcán Pajablanca (Plancha 429 Pasto).

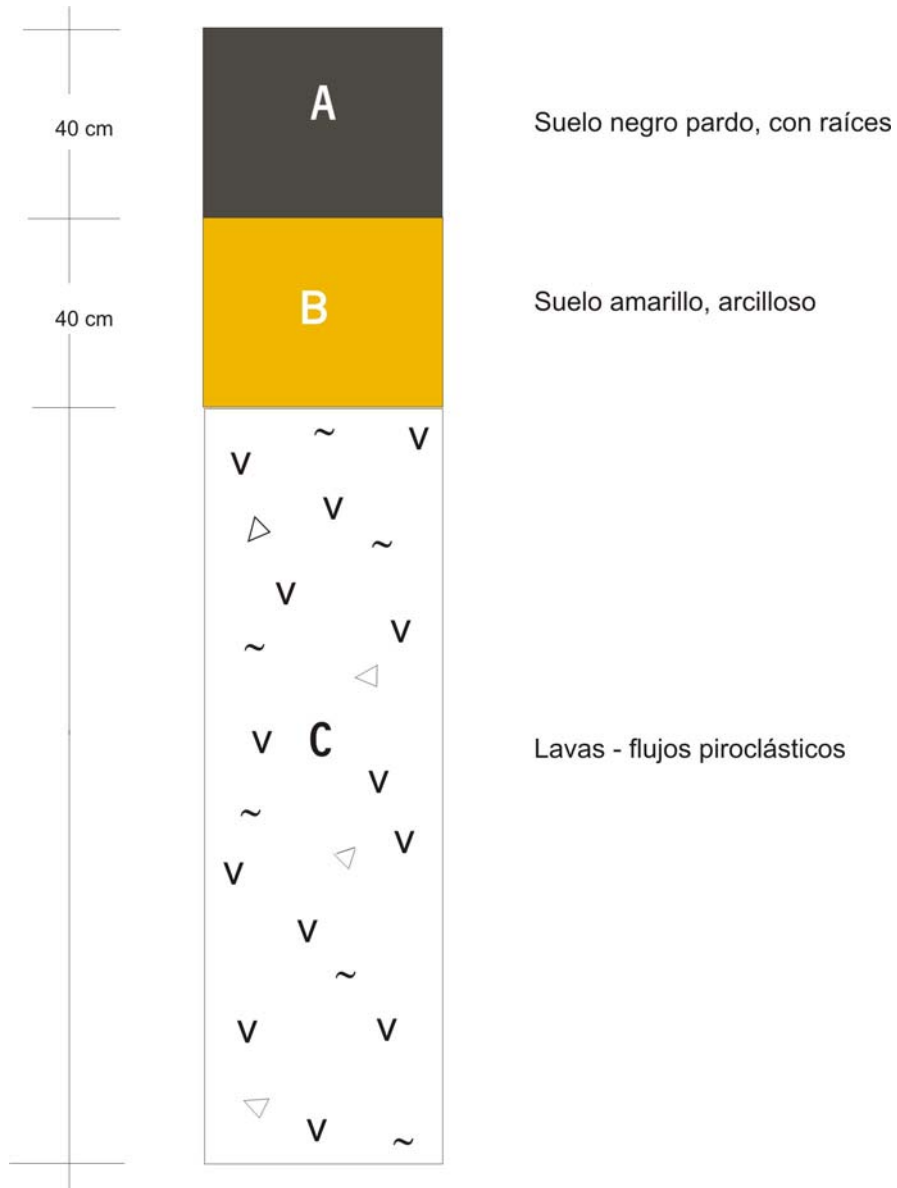


Figura 12. Perfil de meteorización en la unidad geomorfológica (E.v.m.a.p). Cantera Sapuyes-Casafria.

3.2.1.2 Edificio volcánico muy antiguo de Cumbal. (E.v.m.a.C)

Al sur occidente de la población de Túquerres (G8-9, H8-9) y ocupando un área de cerca de 20 km², se encuentra una estructura semicircular (borde caldérico), abierta hacia el NW, lo que indica la existencia de una antigua caldera con flancos exteriores del antiguo edificio volcánico en dirección NE hacia el volcán Azufra.

En ella se presentan varias geoformas posteriores, tales como un circo glaciar, un gran valle que refleja la caldera pre Cumbal (Figura 13) y los domos del Colimba. Este borde



Figura 13. Circo glaciar de la unidad geomorfológica del Edificio volcánico muy antiguo de Cumbal (E.v.m.a.C).

caldérico, en la zona de estudio, tiene 2 km de ancho por 1 km de largo, contiene un circo glaciar y un valle de fondo plano y amplio, y las superficies antiguas están compuestas por colinas con filos redondeados, poco disecados y erodados. Esta unidad se desarrolla sobre lavas andesíticas y continúa en la Plancha 447 Ipiiales como una unidad geomorfológica que hace parte de una caldera volcánica llamada caldera pre Cumbal.

Los procesos erosivos diferentes a la erosión laminar son poco significativos, solamente la intersección de los canales naturales y su posterior concentración, debido a las vías, producen surcos y cárcavas que pueden convertirse en deslizamientos superficiales que sólo involucran la cubierta piroclástica, es decir, 2 a 3 m de espesor.

3.2.1.3 Edificio volcánico reciente del Azufra (E.v.r.A)

El edificio volcánico del Azufra ocupa un área de 20 km² (E1-11, F10-11), se caracteriza por presentar un cráter con un ancho de 1 km, dentro del cual se encuentran los lagos conocidos como Laguna Verde y Laguna Negra, a la cual llegan numerosos drenajes subparalelos; si bien muchos cuerpos de aguas se denominan "lagunas", en sentido científico son "lagos" puesto que son continentales; las lagunas tienen conexión con el mar. Se puede considerar como edificio volcánico, la masa que se encuentra por encima de la cota 3.400 m, ligeramente por encima de la carretera Túquerres - Tumaco.

El cráter está parcialmente abierto hacia el sur y en él se observan varias geoformas dómicas y una superficie que corresponde, tal vez, a un edificio volcánico anterior, localizado al NW del cráter actual (Figura 14). Al este del cráter principal se observa otro más antiguo, con un ancho de 1 km en la parte más ancha y longitud de 1,5 km, abierto al suroeste y el cual presenta mayor grado de incisión.



Figura 14. Unidad geomorfológica del Edificio volcánico reciente del Azufra (E.v.r.A).

Los filos principales son largos, redondeados y escalonados, y responden a la superposición de edificios volcánicos. Las vertientes son escarpadas, rectas y cortas; a mitad de las vertientes presenta remanentes de flujos piroclásticos recientes a manera de terrazas que no se separaron de la unidad debido a su poca extensión, como se observa al oeste del volcán Azufra, en las proximidades del río Verde. Los valles son estrechos, en forma de V, rectos, de fondo estrecho con cauces de pendiente fuerte típicos de ríos de montaña.

No se desarrolla un perfil de meteorización debido a su edad reciente, pero presenta un suelo incipiente de 5 a 10 cm del horizonte A, que descansa directamente sobre la roca. Esta unidad geomorfológica se desarrolla sobre lavas andesíticas correspondientes con edificios volcánicos antiguos y el edificio reciente serían los flujos piroclásticos y los domos.

Los procesos morfodinámicos asociados a esta unidad tienen que ver esencialmente con la profundización de los cauces y la erosión de sus márgenes, a partir de los cuales se generan cárcavas y surcos, tal como se puede observar en la parte alta del volcán.

3.2.2 Vertientes montañosas escarpadas de edificios volcánicos antiguos de Miraflores (V.m.e.ev.a. M)

Esta unidad geomorfológica ocupa una extensión cercana a los 250 km² y está limitada al norte, por el río Guabo - Güiza y al oeste por el río Miraflores, se encuentra localizada en el sector central y occidental de la plancha (E6-7, F6-9, G6, H5-6), entre las cotas 1.200 a 3.200 m y en ella se localizan las poblaciones de Miraflores y Pueblo Viejo de Chambú.

La altura de las vertientes supera los 700 m de desnivel entre valle y cima; los filos principales presentan varias direcciones: los asociados al volcán Azufraal tienen dirección EW a SW y los de la caldera pre Cumbal, N15°W a NS; son filos largos, de 2 a 5 km de longitud, agudos a subredondeados y estrechos (Figura 15).



Figura 15. Filos de la unidad geomorfológica de Vertientes montañosas escarpadas de edificios volcánicos de Miraflores (V.m.e.ev.a.M).

Las vertientes tienen formas complejas y responden a la alternancia de flujos de lavas con flujos piroclásticos; verticales en las primeras y con pendientes de hasta 45° (100%) en las últimas (Figura 15). Los valles son estrechos, en V y forman cañones. Es común observar en las vertientes, superficies planas que corresponden a flujos piroclásticos recientes del volcán Azufraal a manera de terrazas que suavizan la topografía general.

El perfil de meteorización es relativamente delgado, conformado por el horizonte B que alcanza de 0,7 a 1,5 m, debajo del cual se encuentran hasta 2 m de roca meteorizada con bloques centimétricos a decimétricos frescos, rodeados de una matriz compacta limo arcillosa (Figura 16 a, b). El basamento de la unidad está constituido principalmente por

lavas y flujos piroclásticos correspondientes a los antiguos edificios volcánicos del Azufraal o del Cumbal. A pesar de las fuertes pendientes que se presentan en el área, los procesos morfodinámicos son escasos y están restringidos a caídas de roca que se desprenden de los flujos de lava o depósitos ignimbríticos, o erosión laminar que modela lentamente las superficies de los flujos piroclásticos.

3.2.3 Vertientes montañosas escarpadas suavizadas por depósitos piroclásticos de Guachavés (V.m.e.s.p.G)

Esta unidad geomorfológica está localizada en el sector nororiental de la zona (E11-12, D11-12, C11-12, B12, A 12) y se extiende desde el volcán Azufraal, al sur, hasta el límite norte de la Plancha 428; ocupa un área aproximada de 150 km², donde forma una franja con dirección NW, con una amplitud de 3 km al norte y hasta 10 km en el sector sur. Las alturas, en esta unidad, varían desde los 2.800 hasta los 2.100 msnm, con un desnivel entre valles y cimas de hasta 800 m y en ella se asientan los centros rurales de Guachavés, Manchag, Yascual y Balalaica.

Esta unidad comprende a dos geoformas en sentido estricto, la primera formada por las vertientes sobre saprolitos de rocas cristalinas y la segunda corresponde a las partes altas y antiguos valles en los que se han podido preservar los depósitos piroclásticos de diferentes edades que suavizan la topografía. Los filos principales tienen dirección noreste y los menores longitudes de 2 a 3 km, con tendencia N40°W a E-W; en general, están suavizados por depósitos piroclásticos que asemejan terrazas o peldaños estructurales (Figura 17). Las vertientes son combinadas, en la parte superior, planas y cortas, con ángulos de hasta 15°, para formar luego vertientes largas y rectas con pendientes con ángulos de 45°.

Las rocas cristalinas que forman las vertientes abruptas muestran un perfil de meteorización que supera los 5 m de espesor, compacto, limoarcilloso, cohesivo, de color pardo rojizo: En los sectores con cubierta volcánica se pueden alcanzar hasta 30 m de depósitos piroclásticos que incluyen productos antiguos y recientes, sin perfil de meteorización y en donde se desarrolló un horizonte B, delgado de 20 cm, pardo amarillo y cubren el perfil de meteorización original de las rocas cretácicas (Figura 18).

Esta unidad se desarrolló sobre depósitos piroclásticos antiguos y rocas cretácicas del Grupo Diabásico y al miembro silicificado del Grupo Dagua (en el sentido de Nelson, 1957).

Aunque existe un uso intensivo del suelo en las vertientes suavizadas que están cubiertas por rocas piroclásticas, no se observan movimientos en masa que denoten inestabilidad de los suelos; pero en las vertientes más escarpadas sobre rocas cretácicas, la erosión laminar es fuerte debido a las altas pendientes.

3.2.4 Vertientes montañosas de pendiente moderada del Güiza (V.m.p.m.G)

Esta unidad geomorfológica se presenta como dos franjas irregulares, una localizada a la margen derecha del río Guabo - Güiza hasta la localidad de Chucunés, en donde se presenta

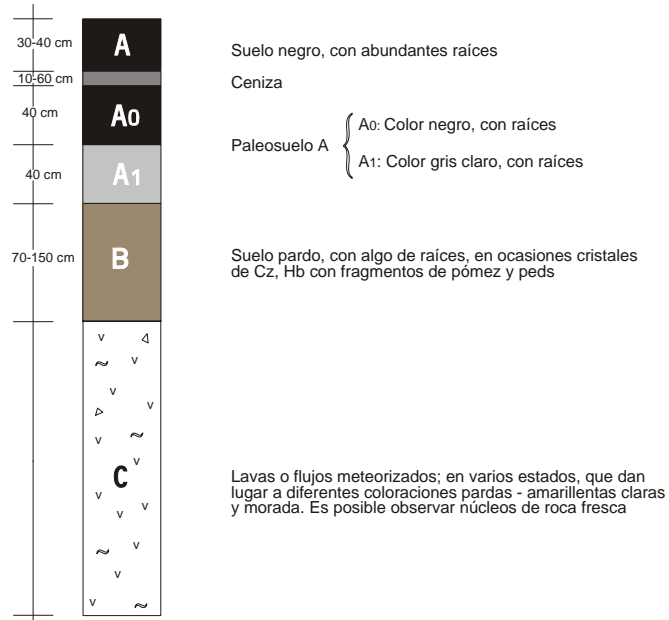


Figura 16a. (arriba) y 16 b. (abajo). Perfil de meteorización de la unidad geomorfológica de Vertientes montañosas escarpadas de edificios volcánicos de Miraflores (V.m.e.ev.a.M).



Figura 17. Aspecto general de las vertientes de la unidad geomorfológica Vertientes montañosas escarpadas suavizadas por depósitos piroclásticos de Guachavés (V.m.e.s.p.G).



Figura 18. Perfil de meteorización de la unidad geomorfológica de Vertientes montañosas escarpadas suavizadas por depósitos piroclásticos de Guachavés (V.m.e.s.p.G).

en ambas márgenes para prolongarse en dirección NW a las planchas vecinas. La otra franja se encuentra en la margen izquierda del río Vegas y en el extremo más suroccidental de la plancha (Alto Nulpe) y cubre un área aproximada de 450 km², presenta diferencias de altura entre 2.300 hasta 1.000 m. Se localizan las cabeceras municipales de Ricaurte y Piedrancha y las localidades de Chucunés, Altaquer, Ospina Pérez, Palpis y San Miguel.

En la franja del río Guabo - Güiza, los filos son agudos, tienen longitudes de 2 a 5 km y dirección N - S a N10°E, mientras en la franja del río Vegas tiene dirección W-E. Las vertientes son, en general, cortas, con pendientes de 35 a 40°, escalonadas, cóncavas a rectas (Figura 19). Los escalones o peldaños pueden indicar diferentes períodos de levantamiento de la Cordillera Occidental.

A lo largo del río Guabo - Güiza es posible observar un valle producto de actividad torrencial subreciente. Se trata de un lleno de valle con vertientes en forma de V, las cuales indican una edad preholocénica. En algunos sectores, el valle se amplía, y alcanza extensiones de hasta 2 km, como en el caserío San Miguel.

El depósito consiste en una mezcla caótica de bloques centimétricos a decimétricos, flotantes en una matriz de arenas, limos y arcillas con espesor superior a los 30 m, aparentemente hay varios pulsos de formación, lo que podría relacionarse con la actividad volcánica del Azufral.

Esta unidad geomorfológica se desarrolla principalmente sobre rocas cretácicas del Grupo Diabásico, el miembro silicificado del Grupo Dagua (en el sentido de Nelson, 1957) y la granodiorita de Piedrancha.

El perfil de meteorización desarrollado sobre las rocas del Grupo Diabásico muestra un horizonte A, de 20 cm, un B limo arcilloso, de color blanco amarillento y de 20-40 cm de espesor, y un horizonte C, en donde no se reconoce la textura original de la roca, limoso, compacto, de tono rojizo y de más de 4 m de espesor, para pasar a la roca fresca.

Los procesos morfodinámicos asociados a esta zona, aparentemente, son movimientos en masa, que involucran el desprendimiento de la cubierta meteorizada, es decir, de todo el perfil de meteorización, en volúmenes del orden de 8.000 m³.

Por acción antrópica, en especial por destrucción de la cubierta vegetal, se presentan deslizamientos asociados a la construcción de la carretera principal Túquerres - Tumaco, como los observados en el Municipio de Ricaurte.

3.2.5 Vertientes montañosas cortas de Pialapí (V.m.c.P)

Esta unidad está ubicada al sur de la unidad de Vertientes montañosas de pendiente moderada del Güiza (V.m.p.m.G) hasta el río Mulas (D 2-4, E3-5, F3-5, G3, 5,6); cubre un área aproximada de 150 km²; altitudinalmente se localizan entre los 1.850 y 1.000 msnm y la diferencia de altura entre cima y valle es de 200 m. En ella se localizan los caseríos indígenas de Pialapí y Pueblo Viejo.



Figura 19. Vertientes de la unidad geomorfológica Vertientes montañosas de pendiente moderada del Güiza (V.m.p.m.G).

Los filos son escalonados, agudos, cortos con longitudes de hasta 3 km, con tendencia N50°E a NNW a N-S. Las vertientes tienen formas rectas, cortas, escalonadas y con inclinación alta (60-75°). El drenaje es dendrítico denso debido a la poca permeabilidad de las rocas y forman valles estrechos en V.

A esta unidad corresponden rocas del Grupo Diabásico y del Grupo Dagua, que en algunos sitios tienen una cubierta piroclástica; por la densa vegetación que cubre esta unidad, fue difícil observar el perfil de meteorización desarrollado, sin embargo, en algunos afloramientos se obtuvo un perfil de meteorización con espesor de hasta 5 m, el horizonte A de 40 cm, un B de 40-60 cm y un horizonte C de hasta 2 m de textura limosa, tono rojizo y en donde, en general, no se alcanza a observar la roca fresca. Esta unidad geomorfológica está densamente cubierta por bosques y es notoria la ausencia de procesos morfodinámicos.

3.2.6 Montañas con cimas planas de Píalapí (M.c.p.P)

Esta unidad está localizada como parches dentro de la unidad de Vertientes montañosas cortas de Píalapí, y cubre un área de 50 km², aproximadamente; son montañas que se caracterizan por presentar cimas planas, con gran desarrollo de suelo, se ubican en alturas entre 1.500 y 1.800 m. Las vertientes presentan las mismas características de las v.m.c.P y en las cimas se ubican algunos caseríos indígenas como Pueblo Viejo, Cumbás y la reserva natural La Planada.

3.2.7 Vertientes montañosas escarpadas de Vargas (V.m.e.V)

Esta unidad se encuentra localizada al oeste de la unidad V.m.s.p.G, y ocupa un área aproximada de 125 km², (A10-12, B 10-12, C10-11 y D10); se caracteriza por tener un relieve abrupto, con alturas que varían en distancias cortas desde los 3.200 hasta los 1.400 y con desniveles entre cima y valle de hasta 1.200 m (Figura 20).

Los filos principales tienen longitudes de 5 a 10 km, son estrechos, rectos y cóncavos, con una tendencia N10-20°W, los filos secundarios tienen longitudes menores a 5 km y dirección N - S. Las vertientes son rectas, con escalones e inclinación alta, con ángulos de 70°.

Esta unidad geomorfológica se encuentra desarrollada sobre rocas cretácicas del Grupo Diabásico y miembro silicificado del Grupo Dagua (en el sentido de Nelson, 1957), de edad cretácica.



Figura 20. Aspecto general de las vertientes y filos de la unidad geomorfológica de Vertientes montañosas escarpadas de Vargas (V.m.e.V).

3.2.8 Vertientes montañosas escarpadas de alta pendiente de Ramos (V.m.e.a.p.R)

Esta unidad se presenta en el sector norte (A8-9, C6-7) dentro de la unidad de vertientes montañosas subredondeados, en el río Telembí y quebrada Ramos y en el sector sur en la parte occidental (H4-5); ocupa un área aproximada de 100 km². Para la descripción de esta unidad, se tuvo control de campo en la parte norte del río Telembí (A10), la zona restante se basa en la interpretación de la imagen satélite y fotografías aéreas.

Las diferencias de altura entre cima y valle son del orden de 300 a 700 m. Los filos son rectos, cortos, con longitudes de hasta 3 km; el drenaje es rectangular a paralelo, por lo que las vertientes presentan gran escalonamiento, son cortas y rectilíneas.

3.2.9 Vertientes montañosas subredondeadas del Gualcalá (V.m.s.G)

Se localizan en el parte norte central de la Plancha 428; no se dispone de fotografías aérea, ni imagen de satélite, pues presenta gran nubosidad y se tuvo control de campo sólo en el sector sur y oriental, por lo que la descripción se complementó con la interpretación de la imagen radar Intera.

Los filos son agudos, alargados, con longitudes de 3 a 6 km, en sentido N30°W espaciados y los secundarios tienen dirección N40°E. Las vertientes son convexas a rectas, con pendientes de 60°, sin embargo, en las partes más altas; los ríos y las quebradas forman cañones con vertientes rectas, con un patrón de drenaje paralelo a subparalelo y dendrítico en los nacimientos.

Esta unidad se desarrolló sobre rocas del Grupo Diabásico en el sector occidental y en el sector oriental sobre la Granodiorita de Piedrancha. El perfil de meteorización desarrollado sobre el batolito puede alcanzar 3 m (Figura 21); presenta un horizonte A, de hasta 50 a 90 cm; el horizonte B, es de color amarillo, y el horizonte C, de textura arenosa, es de color pardo amarillo y tiene meteorización diferencial en forma de bolas y trapecios de hasta 30 cm.

3.2.10 Vertientes montañosas cortas de pendiente moderada del Río Verde (V.m.c.p.m.V)

Esta unidad se encuentra en la parte más occidental de la plancha, al oeste de los ríos Mulas y Güiza, como una franja con dirección N-S que se hace más angosta en el sector norte y en el sector oriental al oeste del río Vargas; ocupa un área aproximada de 150 km².

Esta unidad se definió con base a la imagen de radar Intera y fotografías aéreas. Se encuentra sobre rocas cretácicas, paleógenas y neógenas, y sus vertientes fueron suavizadas por cenizas volcánicas de poco espesor, que las protegen de la erosión.



Figura 21. Perfil de meteorización de la unidad geomorfológica Vertientes montañosas subredondeadas del Gualcalá (V.m.s.G).

Las vertientes tienen forma cóncava, cortas, con pendientes moderadas ($45-30^\circ$), se caracteriza por presentar un drenaje dendrítico muy espaciado y entre los drenajes se forman filos subredondeados; evidencia una alta permeabilidad de las rocas que contrastan con las unidades geomorfológicas adyacentes y que pueden estar sobre el mismo tipo de roca.

3.2.11 Vertientes montañosas de pendiente baja de Ricaurte (V.m.p.b.R)

Esta unidad se encuentra como una franja en dirección NW, al norte del río Guabo - Güiza (A2, B2-4, C5-6); ocupa un área de 75 km^2 y se identificó con base en la imagen radar Intera, ya que la imagen de satélite presenta, en esta área, nubosidad, y no se dispone de fotografías aéreas. Se caracteriza por presentar vertientes suaves y largas, con poco grado de incisión, originado pocos filos; éstos son largos, con dirección NW, cóncavos y convexos.

3.2.12 Abanico de Junín (A.J)

En la esquina NW de la plancha, y como parte del piedemonte de la Cordillera Occidental, se localiza la zona proximal del abanico de Junín, el cual se extiende hacia el norte (Plancha 408 Barbacoas). Se caracteriza por presentar una superficie aplanada con dos niveles que se pueden deber a un frente de erosión o a diferentes pulsos de un mismo evento a depósitos antiguos recubiertos por depósitos más jóvenes.

3.2.13 Depósitos de flujos de escombros (D.f.e)

Los depósitos de flujos de escombros se localizan como parches dentro de la unidad geomorfológica Vertientes montañosas subredondeadas del Gualcalá (V.m.s.G), yacen discordantemente sobre la Granodiorita de Piedrancha y sobre los grupos Diabásico y Dagua, y forman terrazas de 3 a 5 m. Estos depósitos son matriz soportados y constituidos por bloques angulares, mal seleccionados de tonalitas, basaltos y chert.

4. ESTRATIGRAFÍA

El área de la Plancha 428 Túquerres hace parte del Altiplano Nariñense, al este, y de la Cordillera Occidental, hacia el oeste, en el sector suroccidental de Colombia. La Cordillera Occidental está constituida principalmente por rocas volcánicas y sedimentarias de edad cretácica que han sido divididas en dos grupos: el Grupo Diabásico y el Grupo Dagua (Arango & Ponce, 1982; McCourt et al., 1984; Millward et al., 1984; De Souza et al., 1984, González et al., 1988). El Grupo Diabásico conforma la parte oriental de la cordillera y está compuesto por rocas basálticas masivas o en lavas almohadilladas, con microgabros relacionados e intercalaciones tobáceas y de rocas sedimentarias. El Grupo Dagua aflora hacia el occidente y está constituido por sedimentitas con intercalaciones volcánicas afectadas por metamorfismo dinámico y localmente por eventos térmicos relacionados a la intrusión de plutones epizonales paleógenos y neógenos.

Tanto el Grupo Diabásico como el Grupo Dagua son intruidos por cuerpos plutónicos de composición intermedia de edad entre el Paleógeno y el Neógeno, que han sido agrupados dentro de la Granodiorita de Piedrancha, y por cuerpos hipoabisales andesíticos a dacíticos posiblemente relacionados en su origen, al cuerpo batolítico de Piedrancha. A su vez, todas las unidades anteriores son cubiertas localmente por depósitos ignimbríticos, laháricos y lávicos del Neógeno superior – Pleistoceno y por depósitos piroclásticos del Holoceno.

El Altiplano Nariñense conforma la morfología de la parte oriental de la plancha y en el área está relacionado al desarrollo de la actividad volcánica del volcán Azufral en el Holoceno, la cual comienza con derrames lávicos de composición andesítica y pasa a una actividad explosiva de composición riodacítica durante la cual se generan depósitos piroclásticos de flujo, caída y oleadas asociados al emplazamiento de un complejo de domos de igual composición y fragmentos de los cuales se encuentran en algunos de los depósitos piroclásticos, lo cual permite su localización temporal en la estratigrafía del volcán. Los depósitos piroclásticos recubren las rocas más antiguas de la Cordillera Occidental que constituyen el basamento del volcán Azufral y oscurecen las evidencias de las glaciaciones que afectaron la región y sólo localmente al norte y noroeste, éstas se marcan por la presencia de morrenas.

El registro estratigráfico más reciente en el área está definido por la presencia de depósitos de corriente a lo largo de los diferentes drenajes que alcanzan su mayor expresión en la parte medio occidental de la Cordillera Occidental cuando se encuentra el quiebre de las pendientes hacia las llanuras del Pacífico.

La descripción de las unidades litoestratigráficas que afloran en la plancha se hace de más antiguas a más recientes, y se considera para cada una su nomenclatura, regiones donde aflora, litología que la constituye, sus características macroscópicas y microscópicas,

origen, edad absoluta o relativa de acuerdo con la información disponible y las posibles correlaciones que puedan establecerse. En cuanto a la nomenclatura de las unidades principales de la Cordillera Occidental, es de anotar que a pesar de tener continuidad hacia el Ecuador (Baldock, 1982), se utiliza la de uso más común en Colombia, sin entrar a hacer una discusión sobre cuál sería más válida de acuerdo con las recomendaciones de la International Subcommission on Stratigraphic Classification, ISSC (1994) para casos como éste, puesto que no era uno de los objetos del proyecto, aunque queda claro que es un problema que debe enfocarse en el futuro cercano teniendo en cuenta la continuidad geográfica de las unidades consideradas.

4.1 MESOZOICO

Las unidades litoestratigráficas más antiguas en el área de la Plancha 428 Túquerres corresponden al Cretácico Superior y representan rocas de corteza oceánica: vulcanitas del Grupo Diabásico y sedimentitas asociadas representadas por metasedimentitas del Grupo Dagua y afectadas por intrusiones granitoides y por metamorfismo dinámico.

En el área existen trabajos de cartografía geológica regional (MMAJ - JICA, 1981- 1982; GEOMINAS, 1982; Arango & Ponce, 1982) que han utilizado esta nomenclatura para las rocas cretácicas de la Cordillera Occidental y que se han tomado como documentos de referencia para el análisis de la nomenclatura litoestratigráfica a utilizar, aunque es claro que unos 30 km al sur en el Ecuador, y en continuidad geográfica, afloran rocas similares para las cuales la nomenclatura empleada es diferente (Baldock, 1982).

El término Grupo Dagua fue introducido por Nelson (1962) para denominar las rocas metasedimentarias que afloran en la Cordillera Occidental en la vía Buga – Buenaventura y posteriormente se generalizó el uso para el sector sur de esta cordillera (Arango & Ponce, 1982; González et al., 1988; INGEOMINAS, 1997) y su edad ha sido estimada desde el Cretácico temprano hasta el Cretácico tardío (Barrero, 1979; Nivia, 1997).

El Grupo Diabásico también fue definido por Nelson (1957; 1962) en la sección Buga – Buenaventura y su uso se generalizó para la parte sur de la Cordillera Occidental; consta de rocas diabásicas, basaltos y gabros con intercalaciones sedimentarias y su edad ha sido considerada como del Cretácico tardío (Barrero, 1979; Nivia, 1997).

Sin embargo, es de anotar que las relaciones entre estas unidades no son claras, pues en gran parte los contactos actuales son fallados y por ello es difícil definir la cronología relativa de las diferentes unidades litológicas, en especial, teniendo en cuenta que la geocronología en las rocas básicas tiene limitaciones y que, por lo tanto, las edades se han basado en determinaciones paleontológicas que por el estado de conservación de la fauna son imprecisas en cuanto a la definición de los pisos. La totalidad de las sedimentitas conocidas en la parte sur de la cordillera son posconiácianas incluida la Formación Espinal (Barrero, 1979) y reposan o se intercalan en las vulcanitas, y si se acepta una edad posconiáciana para la parte superior y edades paleontológicas turonianas o más jóvenes para las rocas volcánicas del Grupo Diabásico (Nivia, 1998), se podría pensar que las sedimentitas son más nuevas sin descartar la posibilidad de que la posición “concordante”

de la Formación Espinal sobre las metasedimentitas y metavulcanitas de la Formación Cisneros, sea aparente.

4.1.1 Grupo Diabásico (K₂db)

El término litoestratigráfico de “Grupo Diabásico” ha sido utilizado en el sector meridional de la Cordillera Occidental para agrupar las rocas volcánicas básicas de afinidad oceánica y edad cretácica, y que localmente se intercalan tectónicamente con sedimentitas marinas de edad similar y agrupadas en el denominado “Grupo Dagua”. Teniendo en cuenta la nomenclatura empleada en el mapa geológico de Nariño (Arango & Ponce, 1980) y la continuidad geográfica con las unidades descritas por MMAJ - JICA (1981) y GEOMINAS (1982) en las planchas 409 Las Cruces, 447 Ipiales y 428 Túquerres, se utiliza la misma nomenclatura de Grupo Diabásico, aunque es necesario discutir y precisar su continuidad hacia el Ecuador a través de la Plancha 447 Ipiales y la nomenclatura utilizada en este país para las rocas similares en la Cordillera Occidental (Grupo Macuchi, Grupo El Piñón).

Esta unidad aflora en la parte occidental de la plancha a partir de La Calera (F9) y hacia el este y noreste constituye el basamento del edificio volcánico del Azufral. Conformar una morfología abrupta altamente disecada, de pendientes fuertes, con cañones profundos y un perfil de meteorización característico definido por saprolito arcilloso de color pardo rojizo a rojo anaranjado que es fácilmente identificable en el terreno. Exposiciones de rocas no meteorizadas de esta unidad y algunas de las cuales por su continuidad pueden servir como secciones de referencia se encuentran en:

Vía Tumaco entre La Calera (F9) y 10 km adelante de Altaquer (B2).

Cerca a La Planada (E5) en las quebradas El Tejón y El Hondón (E4).

Camino La Planada (E5) - Pialapí (E3) - Pueblo Viejo (E3) - Cumbás (E2) especialmente a lo largo de los drenajes que se interceptan.

Carreteable La Oscurana (E9) - Piedrancha (E7).

Ríos Güiza, Gualcalá, Ramos y Mulas.

Carretera Túquerres (E12) – Samaniego (Plancha 429 Pasto) al nortestede Balalaica (C12).

Carretera Guachavés (C11) - El Diamante (D10).

Las rocas que constituyen la unidad son masivas, afectadas por un diaclasamiento predominante ortogonal de dirección y buzamientos variables con predominio de entre N30°E y E-W con buzamientos de unos pocos grados hasta verticales; cerca a zonas de falla entre El Guabo (F8) y Piedrancha (E7) y en las cabeceras del río Vegas (F3), presentan estructuras cataclásticas, pero no se observa milonitización, lo que indica niveles corticales superiores de deformación donde predominan efectos frágiles sobre los dúctiles. Ocasionalmente se observan rocas vesiculares con vesículas de diámetro máximo 0,1 cm, rellenas con ceolitas y, ocasionalmente, epidota o sílice amorfa.

Las rocas varían en granulometría de afaníticas a faneríticas de grano fino, equigranulares a microporfídicas y se caracterizan por su tono verdoso que varía en tonalidades desde gris oscuro a verde manzana de acuerdo con el grado de uralitización y la presencia de epidota secundaria a veces en venas o como mineral de remplazamiento. En rocas en proceso de meteorización resalta una apariencia moteada por la alteración diferencial de los minerales esenciales y a lo largo de las superficies de exposición o de planos de diaclasamiento se acumulan óxidos de Fe - Mn que toman un tono pardusco.

Macroscópicamente, la composición mineralógica es simple con plagioclasa y piroxenos, éstos en proceso de uralitización que le da el color típico a estas rocas y es común, especialmente en planos de diaclasamiento o en venillas, la presencia de sulfuros epigenéticos. De acuerdo con la granulometría y la composición, las rocas pueden clasificarse entre basaltos y diabasas con variación a microgabros.

Las rocas predominantes microscópicamente corresponden a diabasas y basaltos con texturas holocristalinas a hialinas; en los basaltos se observan abundantes esferulitas y microamígdalas en una matriz vítrea en proceso de palagonitización y al aumentar el tamaño de los cristales se tienen texturas pilotaxíticas intersertales con microlitos de plagioclasa en una matriz hipocristalina con abundantes cristalitos de opacos y cuarzo (?). En las rocas diabásicas, la textura varía de ofítica a subofítica con material intersticial constituido por vidrio en proceso de transformación (devitrificación) a clorita, opacos, ceolitas y cuarzo (?). Ocasionalmente se observan texturas microporfídicas con fenocristales de clinopiroxeno en una matriz esferulítica de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos.

La composición mineralógica es simple en rocas frescas y puede variar en cuanto al grado de alteración y los productos de ésta (Tabla 2). Los clinopiroxenos (40-60%) se presentan en cristales prismáticos cortos incoloros a pardo que varían en composición de augita - pigeonita a clinoenstatita; en las rocas basálticas pueden coexistir dos piroxenos, pero en las diabasas sólo aparece augita. El grado de alteración de este mineral es variable, aun en una misma muestra, y se presentan desde cristales frescos a aquellos que presentan uralitización y cloritización a lo largo de los bordes y los planos de clivaje; en las diabasas, el piroxeno puede estar zonado con bordes de color pardo oscuro y núcleos incoloros, y esto podría deberse a un enriquecimiento hacia los bordes en Fe y Ti (Nivia, 1987).

La plagioclasa (30-50%) presentan hábito tabular y aspecto turbio por alteración a saussurita, sericita e inclusiones de epidota, calcita pumpellyita y prehnita; su composición en cristales frescos es cálcica (An_{50} - An_{60}), pero, por lo general, presenta albitización, aunque se conserva la textura original. Los opacos (5-10%) corresponden a magnetita - ilmenita con láminas de exsolución de ilmenita alteradas a leucoxeno.

Tabla 2. Análisis modales de rocas basálticas del Grupo Diabásico.

Muestra \ Mineralogía	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Plagioclasa	59,6	50,1	54,8	42,1	45,4	44,0	37,7	28,1	48,5	43,6
Augita	33,5	37,8	26,4	50,6	30,3	44,6	50,3	58,4	46,4	49,5
Clinoenstatita	-	-	12,6	-	9,8	-	-	3,4	-	-
Opacos	6,3	2,0	4,40	6,2	7,3	5,1	9,3	8,6	5,1	6,9
Anfibol	1,2	6,6	-	-	2,3	1,6	-	Tr	-	-
Clorita	Tr	1,0	-	0,8	-	1,1	-	Tr	-	-
Epidota	0,3	0,9	-	Tr	Tr	0,3	0,6	1,1	-	-
Cuarzo	-	0,8	-	-	1,9	2,1	-	Tr	-	-
Prehnita	-	-	0,9	-	0,6	-	-	0,3	-	-
Pumpellyita	-	-	0,7	-	0,1	Tr	-	Tr	-	-
Ceolitas	-	-	0,2	-	-	-	-	0,1	Tr	-
Vidrio	-	1,6	-	0,8	3,1	1,2	2,1	-	Tr	-
Calcita	0,1	0,2	-	-	0,2	-	0,1	Tr	Tr	-
An plagioclasa	56	60	54	52	58	60	50	54	54	58

Análisis modales basados en el conteo de 1.000 – 1.200 puntos sobre secciones delgadas estándar por H. González

Al norte del río Guabo (E8), MMAJ – JICA (1981) mencionan la presencia de rocas tobáceas intercaladas en los derrames basálticos, estas mismas rocas aparecen en la parte media del río Telembí (A8). También son comunes intercalaciones de espesor variable y, por lo general lenticulares, de limolitas negras y pizarras o de chert de coloración variable (negro, verde o rojo). Las capas de chert se encuentran intensamente plegadas con fracturas perpendiculares al eje del plegamiento, o como “budines” marcados por estrías de falla como en la carretera Balalaica (C12) - Guachavés (C11).

Aunque no se tiene información geoquímica disponible sobre las rocas del Grupo Diabásico en el área de la Plancha 428, los trabajos efectuados al norte, especialmente en el Valle del Cauca (Millward et al., 1984; Kerr et al., 1997; Nivia, 1989, 1997) muestran una uniformidad geoquímica regional que permite interpretar un ambiente de generación único para todo el cinturón de rocas volcánicas básicas del Cretácico Superior en la Cordillera Occidental. En términos de elementos mayores, la mayoría de estas rocas son de composición basáltica y, con respecto a la norma CIPW, todas las muestras basálticas presentan hipersteno y caen dentro del campo de las toleítas olivínicas o de las cuarzo-toleítas en el tetraedro OL - Ne - Di - Qz de Yoder & Tilley (1962). El carácter toleítico es también evidente por el enriquecimiento en FeO* en un diagrama AFM y el incremento de FeO* y TiO₂ al aumentar la relación FeO*/MgO (Nivia, 1987).

El Grupo Diabásico es intruido por rocas cuarzodioríticas (Granodiorita de Piedrancha) con claros y notorios efectos de contacto en las cercanías de Piedrancha, en la quebrada Panacual y entre el cerro Gualcalá y Piedrancha. El contacto se caracteriza por una epidotización intensa, localmente brechamiento y, en muchas zonas, mineralizaciones con sulfuros que llegan a ser de importancia económica por el contenido de Au; es de anotar que todas las minas existentes en la región están relacionadas a este contacto con la

mineralización en la roca caja, mientras que la roca granitoide es estéril (minas Panacual, La Oscurana, Miraflores, J. Valencia, entre otras). Sin embargo, en los sitios observados, la aureola de contacto sólo tiene unos pocos metros de amplitud, con cornubianitas básicas que pasan rápidamente a rocas diabásicas normales.

Por correlación y extensión regional sobre el flanco occidental de la Cordillera Occidental, como se indicó anteriormente, esta unidad se considera como prolongación del Grupo Diabásico en el sentido de Barrero (1979), Formación Volcánica de Aspden (1984) y, por lo tanto, la misma edad de esta unidad asignada al Cretácico Superior en los últimos trabajos en el Valle del Cauca (Nivia, 1997).

En las rocas volcánicas del Grupo Diabásico se han realizado varios intentos de datación K/Ar y Rb/Sr, sin embargo, el bajo contenido de isótopos radioactivos y la probable pérdida de Ar por alteración o metamorfismo de piso oceánico, hace que los resultados muestren una amplia dispersión de valores (Maya, 1992) y, por lo tanto, sean pocos confiables. Para rocas basálticas de la Cordillera Occidental, a la altura del Departamento del Valle del Cauca, Sinton (1996) obtuvo edades de $94,7 \pm 6,4$ Ma y $91,7 \pm 2,7$ Ma para la isócrona y el *plateau* de escalonamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, respectivamente.

Información adicional sobre la edad de formación de las rocas del Grupo Diabásico la suministran las evidencias fósiles en rocas sedimentarias relacionadas tanto a esta unidad como al Grupo Dagua (Nivia, 1997); de acuerdo con estas evidencias, la sedimentación ocurrió entre el Albiano y el Maastrichtiano y con mayor seguridad entre el Turoniano y el Maastrichtiano, edades que estarían de acuerdo con la información isotópica disponible.

4.1.1.1 Metamorfismo

Las rocas volcánicas básicas del Grupo Diabásico presentan localmente paragénesis minerales desarrolladas sobre los minerales primarios sin destruir la estructura cristalina original, con presencia de prehnita en venas, pumpellyita sobre plagioclasa, anfíbol fibroso, clorita y epidota desarrollados a partir de clinopiroxeno y que han sido interpretados como productos de metamorfismo regional de muy bajo a bajo grado en facies ceolita, prehnita - pumpellyita y esquisto verde bajo (Barrero, 1979; Millward et al.; 1982) de presión media y temperatura baja. Sin embargo, la ausencia de deformación penetrativa o esquistosidad en la mayoría de los afloramientos, la preservación de la textura original tanto en los minerales como en la roca y la presencia de esfena como fase estable de titanio, indican que es más posible que estas paragénesis sean el resultado de un metamorfismo hidrotermal asociado con la circulación de agua de mar debida a las altas temperaturas en los focos volcánicos que originaron estas rocas (Stern & Elthon, 1979).

En toda la secuencia volcánica, así como en las rocas sedimentarias asociadas, son notorios efectos de metamorfismo dinámico, especialmente cerca de las fallas principales con fracturamiento aleatorio con rellenos de cuarzo y epidota, y texturas de deformación en zonas que pueden alcanzar varios centenares de metros de amplitud.

En la aureola de contacto formada por la intrusión de la Granodiorita de Piedrancha, se observan ligeros efectos de recristalización con disminución en el tamaño de los cristales y

formación de clorita, calcita, epidota, biotita y anfíbol (posiblemente actinolita) como minerales metamórficos y son comunes zonas de alteración hidrotermal acompañadas de pirita, calcopirita y plagioclasa sericitizada y epidotizada.

La alteración de la plagioclasa se inicia a lo largo de microfracturas a lo largo de las cuales se forma sericita en láminas muy finas, pero a medida que avanza el proceso de alteración, la sericita reemplaza todo el cristal y se desarrollan láminas más gruesas, por lo general, acompañadas de venas finas de calcita.

4.1.2 Grupo Dagua (K₂daa, K₂das)

Las rocas sedimentarias marinas asociadas espacialmente a las rocas volcánicas oceánicas correlacionables o continuación del Grupo Diabásico en el área de la Plancha 428 Túquerres, por las consideraciones establecidas para esta unidad, se consideran como prolongación meridional del Grupo Dagua en el sentido empleado por Barrero (1979), ya que es posible definir por características litológicas dos unidades separables y cartografiables en sentido regional:

Rocas siliciclásticas de composición areno arcillosa, correlacionables con la Formación Espinal (K₂daa).

Rocas silíceas y pelíticas con aporte volcánico y estructura esquistosa que serían correlacionables con la Formación Cisneros (K₂das).

Los afloramientos de esta unidad son escasos y están restringidos al corte de la carretera a Tumaco entre Piedrancha (E7) y Chucunés (D5), no son continuos y en parte están cubiertos por los depósitos aluviales del río Güiza en las cabeceras de los ríos Vargas (C10 – A10) y Cristal (Plancha 409 Las Cruces), quebrada La Varazón (A11) y en la parte occidental de Alto Pacual (Plancha 409). A continuación se describen sus principales características.

Morfológicamente no son claras las expresiones topográficas que permitan separar al Grupo Dagua del Diabásico, pues se encuentran intercalados o asociados a éste y su extensión regional es reducida, por lo cual, no es posible seguir sobre el terreno una geoforma particular, aunque en términos generales por su menor competencia y naturaleza lítica tienden a constituir formas más suaves que las de las rocas volcánicas a las cuales se relacionan, con drenajes paralelos a la dirección de los planos de estratificación predominante N10-30°E.

Rocas areno arcillosas (Formación Espinal) afloran al este y oeste de Piedrancha, separados los afloramientos por el intrusivo de Piedrancha que forma en ellas una aureola de contacto de unos pocos metros de amplitud con cornubianitas masivas en las rocas más silíceas o ligeramente bandeadas en las de mayor contenido de arcillas que han sido transformadas en micas, donde a veces forma nidos; macroscópicamente no se observaron aluminosilicatos típicos de metamorfismo térmico, lo cual indicaría que el grado máximo de metamorfismo sólo alcanzó las facies de albita - epidota cornubianita. A medida que se aleja del contacto, las rocas pasan a rocas detríticas sin recristalización aparente, de composición arenosa con

fragmentos de líticos, feldespatos y cuarzo con una matriz sílico arcillosa, por lo general, mayor de 20%.

Paquetes de limolitas síliceas de color gris oscuro a negro con fracturamiento que produce pequeños rectángulos, se encuentran intercalados en las areniscas. Estas rocas están constituidas esencialmente por fragmentos (clastos) de cuarzo en matriz arcillosa sílicea con contenido variable de materia orgánica y las superficies de partición (planos de laminación) presentan un lustre sedoso por el desarrollo de abundante sericita por diagénesis avanzada o un metamorfismo dinámico (?) de baja intensidad que no modificó la estructura original de las rocas.

Ocasionalmente se encontraron bancos lenticulares de chert asociados a las rocas volcánicas, pero no se observaron asociados a la secuencia sedimentaria areno arcillosa. Estos bancos son, por lo general, de poco espesor y están constituidos por capas de 5 a 10 cm de espesor separados por planos de fracturamiento y localmente por láminas arcillosas; son de color gris a negro, con venillas blancas de cuarzo y, ocasionalmente, calcita que cortan las rocas sin una dirección preferencial y están constituidos por sílice micro a criptocristalina.

Rocas síliceas y pelíticas (Formación Cisneros)? Estas rocas se caracterizan por tener una estructura ligeramente esquistosa, que define un posible metamorfismo dinamo-térmico de muy bajo grado o un metamorfismo dinámico que desarrolla un clivaje pizarroso debido a la menor competencia mecánica de estas rocas dentro de paquetes relativamente competentes de rocas siliciclásticas y basálticas.

Esta unidad aflora sobre la carretera a Tumaco al occidente de Piedrancha (E7), donde es intruida por el granitoide de Piedrancha y forma una delgada aureola de contacto caracterizada por la presencia de cornubianitas de bajo grado de metamorfismo. Litológicamente se encuentran rocas que varían en su estructura de laminadas o masivas (limolitas síliceas) a pizarras ricas en micas blancas y materia orgánica, pero en el campo no es posible determinar su continuidad para cartografiarlas independientemente. Localmente, cerca a Cuaiquer (C3), puede observarse el paso del limolitas síliceas a rocas altamente síliceas (chert - lidita) con intenso plegamiento y fracturamiento que desplaza los ejes mayores de los pliegues y son comunes abundantes venas y venillas de sílice microcristalina.

Lentes de chert y de lidita sílicea de color gris oscuro a negro aparecen asociados regionalmente a las rocas diabásicas o basálticas del Grupo Diabásico; por lo general, son de poco espesor y continuación longitudinal, son paralelos a las estructuras regionales (N10°W a N20°E) y son concordantes con las rocas diabásicas. Por su extensión restringida, la mayor parte de estos cuerpos no es representable a la escala de trabajo regional de la plancha. Ocasionalmente, en el lecho de las quebradas se observan bloques de jasperioides de color pardo amarillento rojizo, pero en ninguno de los cortes se encontraron *in situ*.

4.1.2.1 Edad

La edad asignada a las rocas sedimentarias marinas asociadas a vulcanitas básicas (Grupo Diabásico) es cretácica tardía con base en la correlación establecida para esta unidad con el Grupo Dagua, unidad para la cual por la fauna encontrada en el Valle del Cauca y el Cauca (Nivia, 1997) se indica un rango de deposición entre el Albiano y el Maastrichtiano y con mayor seguridad entre el Turoniano y el Maastrichtiano, edades que están de acuerdo con la información isotópica disponible para las rocas volcánicas asociadas.

4.1.2.2 Metamorfismo

Las rocas del Grupo Dagua, y especialmente la denominada Formación Cisneros (Barrero, 1979), han sido descritas, en la mayoría de los trabajos, con una terminología que implica condiciones de metamorfismo dinamotérmico regional. Sin embargo, en el área de la Plancha 428 Túquerres, estas rocas muestran evidencias claras de cataclasis y ocasionalmente de milonitización, cuya intensidad de deformación varía de acuerdo con la naturaleza de las rocas involucradas, y que estarían relacionadas al fallamiento que afecta esta unidad. En las rocas más arcillosas se observa una foliación bien definida sobreimpuesta a la estratificación, mientras que en las rocas arenosas presentan el clivaje mal desarrollado.

La intrusión de la Granodiorita de Piedrancha en las rocas del Grupo Dagua produjo una aureola de contacto de espesor variable, 500 - 1.500 m (MMAJ - JICA, 1981), caracterizada por la presencia de cornubianitas con abundantes porfiroblastos de andalucita en las de protolito arcilloso.

Al microscopio se observa recristalización en los *shales*, con desarrollo de texturas granoblásticas a granolepidoblásticas y microporfiroblásticas con andalucita abundante no orientada, agregados de láminas finas de biotita bien cristalizada que forman, por lo general, nidos. En la parte interna de la aureola aumenta el tamaño de las láminas de biotita y aparecen cristales de cordierita; la paragénesis predominante está constituida por cordierita - moscovita - biotita que sustituyen la de andalucita - biotita - sericita de la parte externa de la aureola. Las paragénesis desarrolladas en las metapelitas se indican en la Figura 22 y corresponden a condiciones de la facies hornblenda cornubianita en la parte interna y albíta - epidota en la parte externa transicional a las rocas no metamorfoseadas.

Las paragénesis desarrolladas en la aureola de contacto varían con la composición del protolito y así en las rocas con carbonatos se desarrolló la asociación biotita - calcita - sericita, mientras que en las rocas cuarzosas, por lo general, sólo se observa recristalización con una textura granoblástica y láminas finas de sericita o biotita formadas entre cristales de cuarzo.

4.1.2.3 Origen

Las diferentes unidades sedimentarias del Grupo Dagua, y las asociadas al Grupo Diabásico, representan períodos de sedimentación marina contemporáneos o alternantes con la actividad volcánica en un ambiente oceánico y corresponden a secuencias

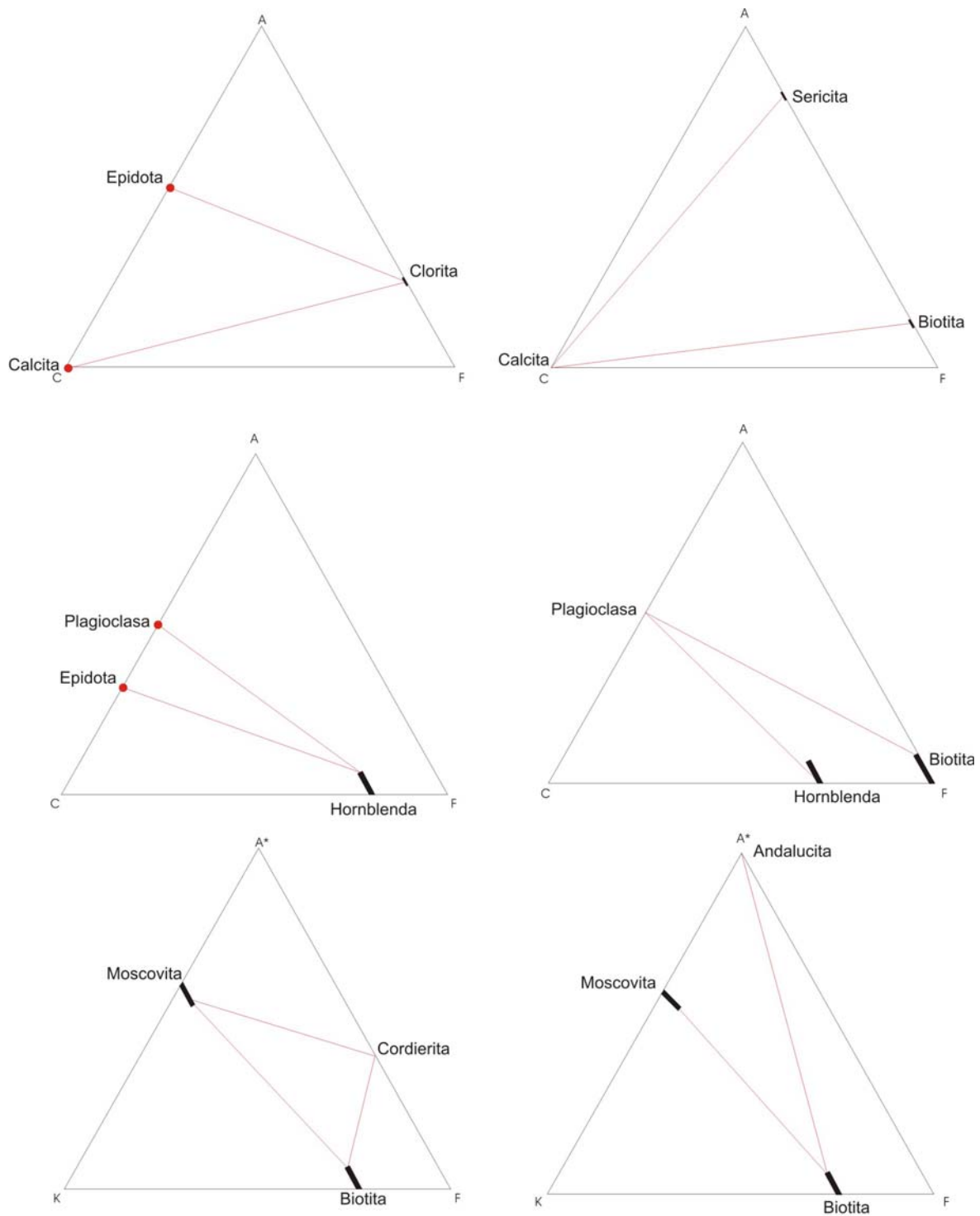


Figura 22. Diagrama ACF y A*KF para paragénesis metamórficas en la aureola de contacto de la Granodiorita de Piedraancha y metasedimentitas del Grupo Dagua.

constituidas por una mezcla de sedimentos clásticos y pelágicos. Según Barrero (1979), la Formación Cisneros es fundamentalmente pelágica y fue depositada en aguas profundas y

probablemente en llanuras abisales, mientras que la Formación Espinal presenta unidades rítmicas características de sedimentos depositados por corrientes de turbidez.

Las rocas de la Formación Espinal presentan porcentajes elevados de cuarzo y de líticos de origen continental, lo cual sugiere que éstas se derivaron de material ensiálico y, por lo tanto, corresponderían a depósitos turbidíticos proximales. Además, son abundantes *shales* silíceos negros y chert de radiolarios y escasos los niveles de calizas, por lo cual, Barrero (1979) considera que la sedimentación ocurrió principalmente por debajo del nivel de compensación de los carbonatos, sin embargo, Nivia (1997) considera que algunos de los niveles de chert en la Formación Cisneros son secundarios y que, por lo tanto, su ocurrencia no necesariamente representa largos períodos de sedimentación pelágica.

4.2 CENOZOICO

El registro estratigráfico de la era Cenozoica en el área de la Plancha 428 Túquerres se inicia en el Paleógeno con la generación y emplazamiento de las rocas granitoides de la Granodiorita de Piedrancha que intruye las rocas cretácicas de la Cordillera Occidental con formación de una amplia y bien definida aureola de contacto y se prolonga al Neógeno y Cuaternario con rocas volcánicas efusivas y piroclásticas que constituyen gran parte del altiplano Nariñense al occidente de Túquerres y de la Cordillera Occidental hasta la quebrada La Calera (F9); estas rocas recubren las rocas cretácicas y paleógenas y modifican las características morfológicas desarrolladas sobre éstas para alcanzar la configuración actual del área de trabajo. Aunque es claro que la separación entre las diferentes litologías o depósitos depende, en gran parte, de conocer en el tiempo la evolución y la modificación del vulcanismo, por posición topográfica y con relación a centros volcánicos conocidos en el sur del país, volcanes Azufral, Chiles y Cumbal, principalmente, y por la naturaleza de los depósitos y su composición, éstas pueden agruparse en las siguientes unidades:

Lavas antiguas de composición andesítica.

Depósitos fluviovolcánicos laháricos.

Depósitos ignimbríticos.

Depósitos glaciares.

Lavas recientes del volcán Azufral, de composición andesítica.

Depósitos piroclásticos holocénicos del volcán Azufral.

Domos del volcán Azufral.

Domos y depósitos piroclásticos de Colimba.

Depósitos aluvio – torrenciales y Depósitos aluviales.

Esta división, aunque es posible que no pueda ser seguida regionalmente, y aunque en escala mayor permita hacer algunas subdivisiones, permite de manera provisional separar, a escala 1:100.000, los diferentes productos de la actividad volcánica del Neógeno – Cuaternario, aunque para las unidades más antiguas no sea posible, en algunos casos, identificar el centro volcánico del cual proceden, en especial en la parte sur de la plancha donde pueden mezclarse o superponerse los productos piroclásticos o vulcanoclásticos de los volcanes Azufral (Plancha 428) y Cumbal (Plancha 447 Ipiales) o aun de otros centros volcánicos no reconocidos en el área y cuya destrucción pudo estar relacionada a los grandes depósitos ignimbríticos que cubren el área en la zona del río Güiza (B1), Miraflores (G7) y La Planada (E5).

4.2.1 Granodiorita de Piedrancha (E₃gdpa)

Diferentes trabajos efectuados en el suroccidente colombiano hacen mención de un cuerpo plutónico localizado en los alrededores de la localidad de Piedrancha (Municipio de Mallama) y aunque en ellas se ha variado la caracterización del cuerpo en cuanto a su denominación como unidad litológica de origen ígneo, en todos ellos ésta se complementa con la localidad tipo de Piedrancha donde se han hecho las descripciones más detalladas por facilidad de acceso (Grosse, 1935; Álvarez & Linares, 1979; Arango & Ponce, 1980; MMAJ - JICA, 1981; GEOMINAS, 1982).

En este trabajo se propone el nombre de Granodiorita de Piedrancha para el cuerpo ígneo de origen plutónico que aflora en los alrededores de Piedrancha teniendo en cuenta las recomendaciones de la International Subcommission on Stratigraphic Classification, ISSC (1987, 1994) para nominar las unidades estratigráficas de origen ígneo: composición predominante, granodiorita, y el área específica donde aflora, Piedrancha.

La Granodiorita de Piedrancha forma un cuerpo de dirección noreste, paralelo a las estructuras regionales en este sector de la Cordillera Occidental y se extiende hacia el norte en la Plancha 409 Las Cruces con una longitud aproximada de 35 km, una amplitud máxima de 10 km y una extensión máxima de 350 km (MMAJ - JICA, 1981). Los principales afloramientos en su extremo norte se encuentran sobre el río Telembí (B9 - C10), la carretera a la Vereda El Paraíso (C10), el camino El Paraíso – El Edén (C9 – A8) y la quebrada La Bombona (D9 – C8); en el extremo sur aflora sobre la carretera a Tumaco en los alrededores de la población de Piedrancha (E7) de donde recibe su nombre, en la quebrada Piedrancha (E7) y sobre el camino que conduce al cerro Gualcalá (E9).

Tanto al este como al sureste y suroeste del cuerpo batolítico se encuentran stocks de composición granodiorítica a tonalítica que se han correlacionado con el cuerpo principal de Piedrancha. En estos cuerpos, por su extensión o relación con mineralizaciones conocidas en el área, merecen citarse al este los de Santa Rosa (A5) de unos 4 km de extensión, y el del río Ramos (A4) de 3 x 2 km que presentan mineralizaciones de pirita - calcopirita - molibdenita (MMAJ - JICA, 1981). Un kilómetro al sureste de El Diamante (D10) aflora un cuerpo pequeño de granodiorita con alteración potásica.

Geominas (1982) describe en la parte suroeste de la Plancha 428, dos cuerpos pequeños de composición tonalítica que denomina de Chicandina (H1) con una extensión de 1,5 km² y Vegas (D2) de 5 km de longitud y 2,5 de ancho.

Las rocas predominantes en el cuerpo de Piedrancha son faneríticas inequigranulares de grano grueso a medio con cristales de hasta 8 mm, macizas, ocasionalmente néisicas hacia los bordes con foliación protoclastica definida por la orientación paralela a subparalela de cristales tabulares de hornblenda y de láminas de biotita; color moteado gris claro a blanco y negro con IC entre 9 y 18. La composición es granitoide y, ocasionalmente, diorítica, en especial hacia los bordes en contacto con las rocas diabásicas. Al microscopio presentan texturas generales holocristalinas, hipidiomórficas inequigranulares a alotriomórficas y están constituidas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda y biotita en porcentajes variables (Tabla 3), una composición predominante entre granodiorita y tonalita, ocasionalmente diorítica (Figura 23).

Cuarzo (8 – 28%) es esencial en las rocas granitoides y caracterizante en las dioríticas, aparece tanto mezclado con feldespatos como intersticial entre otras fases minerales con una distribución de tamaños que tiende a ser bimodal, cristales anhedrales de bordes redondeados e irregulares, incoloro con frecuentes microinclusiones de opacos que le dan aspecto turbio, con extinción normal a ondulatoria débil y, ocasionalmente, en muestras localizadas cerca al borde oriental presenta una extinción ondulatoria fuerte e intenso fracturamiento.

El feldespato potásico corresponde a ortoclasa rara vez acompañada de microclina probablemente como producto de estabilización a baja temperatura del feldespato original, se presenta en cristales anhedrales, rara vez subhedrales de hábito tabular con carácter intersticial y del mismo tamaño que las plagioclasas, empolvado de aspecto turbio por alteración a caolinita, no maclado o maclado en enrejado cuando corresponde a microclina.

La plagioclasa (49 – 67%) se encuentra en cristales euhedrales a subhedrales de hábito tabular bien desarrollado, incolora limpia a empolvada por alteración a sericita y arcillas, bien maclada según albita y albita – Carlsbad, rara vez presenta otro tipo de maclas y en lo general aparece zonada, con composición entre An₂₈ y An₄₄. Los minerales caracterizantes corresponden a hornblenda (5 – 19%) y biotita (1 – 7%); la hornblenda se presenta en cristales euhedrales hasta anhedrales de hábito columnar y, por lo general, son de mayor tamaño que los otros constituyentes, presentan pleocroísmo bien definido de X= amarillo verdoso Y= verde oliva Z= verde oscuro, puede presentar alteración a biotita, en especial hacia los bordes, y cloritización. La biotita aparece subordinada a la hornblenda y de menor tamaño que ésta, en láminas subhedrales a anhedrales dispuestas al azar y asociada a la hornblenda, pleocroica de X= pardo o amarillo pardo a Y=Z= amarillo rojizo con alteración a clorita en los bordes o a lo largo de planos de clivaje.

Los minerales accesorios, en conjunto, rara vez alcanzan más del 1% de la roca y son principalmente opacos, tanto óxidos como sulfuros, que en las zonas mineralizadas se encuentran asociados preferencialmente a hornblenda – biotita o como relleno en microfracturas; además, se encuentran cristales idiomórficos de apatito, circón diseminado o incluido en ferromagnesianos y esfena. La epidota es un accesorio secundario que aparece

Tabla 3. Análisis modales Granodiorita de Piedrancha.

Muestra / Mineral	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Promedio
Cuarzo	25,1	23,9	18,6	24,6	20,5	24,5	27,1	8,6	21,3	11,4	18,10
Ortoclasa	10,52	13,9	9,8	3,6	13,0	5,7	8,4	-	0,6	-	6,55
Microclina	-	-	0,6	-	1,9	Tr	-	-	-	-	0,25
Plagioclasa	53,76	48,9	56,5	59,1	48,9	50,7	50,1	66,8	60,4	69,3	56,45
Hornblenda	4,83	6,3	8,4	6,9	8,1	9,3	5,4	18,6	11,2	11,6	9,06
Biotita	3,54	3,8	4,1	2,9	5,6	6,1	7,2	1,2	6,4	6,1	4,69
Opacos	0,86	0,7	0,8	0,6	0,6	1,1	0,8	1,1	0,9	0,6	0,81
Apatito	0,21	Tr	0,1	0,1	Tr	0,1	0,2	0,1	0,1	Tr	0,09
Circón	Tr	Tr	Tr	-	Tr	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Esfena	0,11	0,1	0,2	Tr	Tr	Tr	0,1	0,4	0,1	0,2	0,1
Clorita	1,07	0,9	0,8	1,6	1,4	1,2	0,3	-	0,6	0,8	0,87
Sericita	-	0,9	0,1	Tr	Tr	Tr	0,1	-	-	-	0,11
Epidota	-	0,6	Tr	-	-	Tr	0,3	1,1	0,3	Tr	0,23
An plagioclasa	42	36	34	40	28	36	34	40	42	40	37,2
Clasificación	a	a	a	b	b	a	a	c	b	d	

1 Álvarez & Linares, 1979.

2 – 10 Análisis modales basados en el conteo de 600 – 1.000 puntos sobre secciones delgadas estándar por Humberto González.

Clasificación: a: granodiorita; b: tonalita; c: diorita; d: cuarzodiorita.

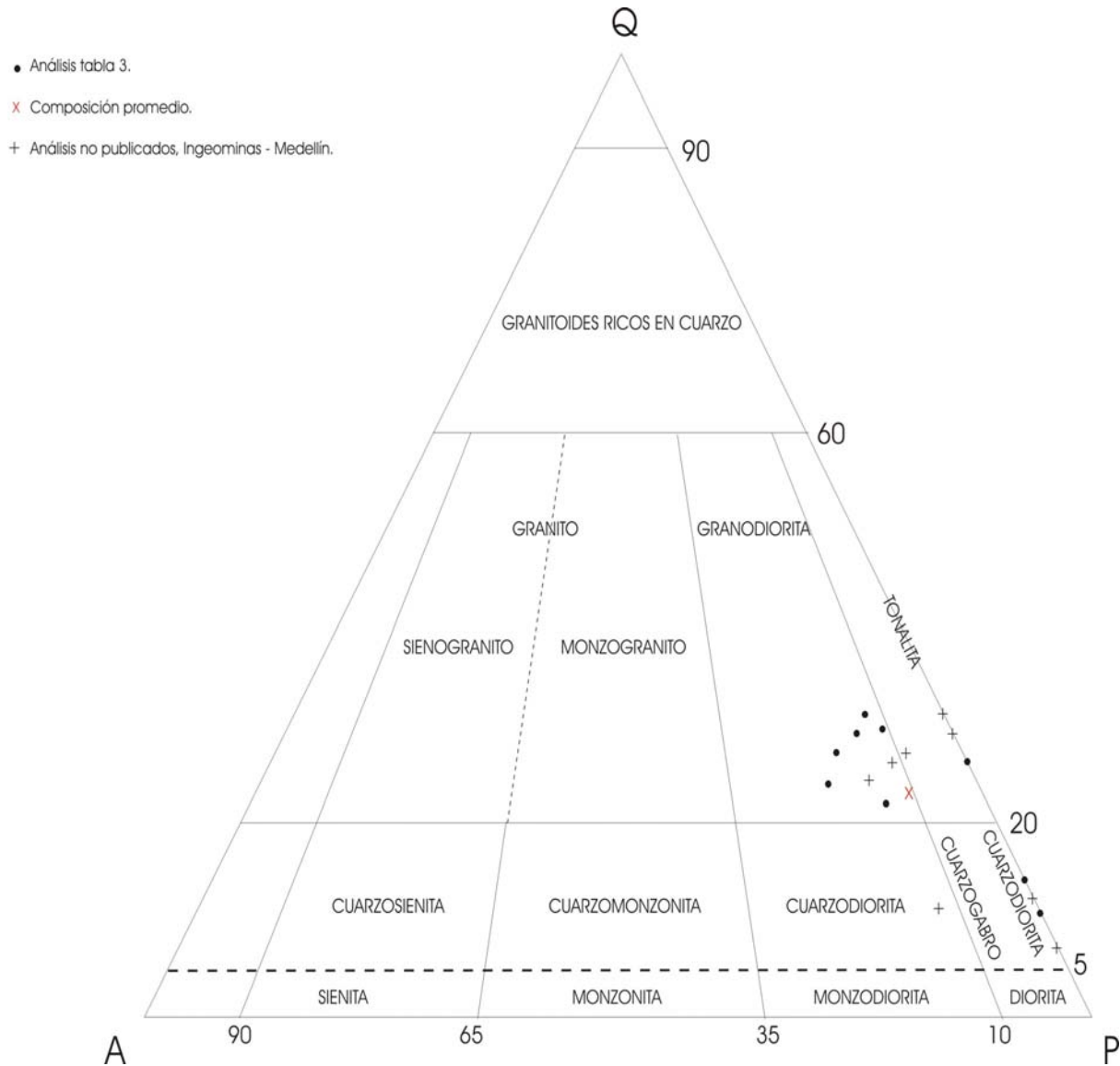


Figura 23. Diagrama Q-A-P que indica la composición modal de la Granodiorita de Piedrancha (campos de Streckeisen, 1976).

tanto en venas como asociado a máficos y a plagioclasa dentro del proceso de alteración hidrotermal que caracteriza algunas áreas del intrusivo.

El cuerpo de Granodiorita de Piedrancha presenta facies porfídicas cuya relación con el cuerpo principal no son claras, pues con excepción de los trabajos detallados de JICA – MMAJ (1983) alrededor de algunas de las mineralizaciones conocidas en el área, los trabajos efectuados han sido de reconocimiento regional. Estos trabajos consideran que la facies de granodiorita finogranular es intruida por la gruesogranular cerca de los cerros al noreste de la mina La Bombona (D9) y que el stock porfídico diorítico con matriz finogranular es anterior a la granodiorita gruesogranular que aflora cerca de Piedrancha (E7).

Diques aplíticos de 0,1 a 10 m de espesor intruyen tanto las rocas encajantes de la Granodiorita de Piedrancha como el mismo cuerpo plutónico; estas rocas ácidas representarían la fase final de la actividad ígnea que generó el cuerpo batolítico de composición intermedia. Las aplitas tienen una plagioclasa más sódica que la granodiorita promedio y en ellas aumenta el contenido de feldespatos a expensas del de hornblenda – biotita, y en algunos casos faltan estos dos minerales. No se ha reconocido una relación directa entre las aplitas y las mineralizaciones (JICA – MMAJ, 1983).

Algunos análisis químicos de óxidos mayores efectuados por (MMAJ - JICA, 1981; JICA - MMAJ, 1983) se indican en la Tabla 4. Los valores moleculares normativos de cuarzo - plagioclasa (albita+anortita) - ortosa (Tabla 5) indican una composición granítica (Figura 24), en los diagramas de Streckeisen (1976), más ácida que la obtenida con valores modales (Figura 23). La tendencia de diferenciación en el diagrama AFM (Figura 25) es calcoalcalina con una relación molecular $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$ menor o próxima a 1,1 (Tabla 4), lo cual es característico de granitoides tipo I, derivados de material de origen ígneo y los cuales pueden ser la roca huésped de mineralizaciones de cobre - molibdeno. La relación Fe^*O/MgO varía entre 2,24 y 2,29 y la de Na_2O/ K_2O entre 0,23 y 0,52 (Tabla 4).

4.2.1.1 Relaciones estratigráficas y edad

La Granodiorita de Piedrancha presenta contactos intrusivos tanto con las rocas del Grupo Diabásico como con las sedimentitas del Grupo Dagua y en ambos casos se observan efectos térmicos claros con recristalización y neomineralización con paragénesis metamórficas que no están en equilibrio con las observadas en las zonas no afectadas por el metamorfismo de contacto; estas paragénesis indican condiciones de bajo a medio grado en facies albita - epidota a hornblenda cornubianita. Además, cerca de los contactos son comunes digitaciones del intrusivo en las rocas encajantes y diques de felsitas finogranulares que cortan tanto la roca de caja como el intrusivo. Gran parte de las mineralizaciones conocidas en la región están relacionadas al contacto de este cuerpo o de sus apófisis con las rocas básicas del Grupo Diabásico.

Existen varias determinaciones K/Ar para rocas de la Granodiorita de Piedrancha, así como para cuerpos correlacionables en el área (Tabla 6) y aunque la mayor parte de ellas son concordantes en las edades reportadas que indican el Oligoceno tardío, al menos dos de ellas son más antiguas e indicarían posibles edades del Paleoceno al Eoceno. Para Álvarez & Linares (1979) la edad de 62,6 Ma obtenida en hornblenda es la más antigua en cuerpos plutónicos de la Cordillera Occidental y es discordante con la obtenida en biotita de 23 ± 3 Ma; según Álvarez (1983), en este caso “la edad K/Ar en hornblenda podría interpretarse como la edad de cristalización y emplazamiento del plutón y la obtenida en biotita podría corresponder a un evento tectónico o termal, quizás el levantamiento de la Cordillera Occidental”. Aunque el mismo autor anota que en el sur de Colombia el magmatismo migró de occidente a oriente durante el Cenozoico, es probable que las edades obtenidas correspondan a pulsos magmáticos diferentes y que el cuerpo batolítico esté compuesto por plutones de composición similar, pero diferentes edades, tal como lo indicaría el hecho de que los granitoides gruesogranulares intruyen la granodiorita de grano fino. Además, si se observan las edades reportadas (Tabla 6) es claro que son más jóvenes que las de las dioritas y granodioritas que intruyen las rocas diabásicas en áreas aledañas con una

Tabla 4. Composición química (expresada en óxidos) de la Granodiorita de Piedrancha (MMAJ-JICA, 1981; 1982).

Óxidos \ Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	56,98	53,97	63,22	59,54	64,53	57,59	60,12	56,37	61,09	63,22	58,29
TiO ₂	0,51	0,6	0,52	0,38	0,40	0,55	0,50	0,73	0,52	0,53	0,66
Al ₂ O ₃	19,10	18,35	16,49	17,47	17,32	18,50	16,63	18,40	18,08	16,08	16,27
Fe ₂ O ₃	1,72	1,30	3,95	2,59	1,71	3,48	1,03	3,07	1,82	2,49	3,08
FeO	4,79	7,19	1,71	2,48	2,74	2,94	4,37	2,70	3,49	3,44	4,19
MnO	0,20	0,21	0,14	0,18	0,10	0,15	0,14	0,10	0,02	0,14	0,16
MgO	2,12	3,67	2,30	2,15	1,77	3,49	2,30	3,62	3,35	2,60	3,79
CaO	7,63	9,67	5,65	5,88	5,37	4,71	6,43	6,62	4,77	5,82	6,75
Na ₂ O	2,86	2,19	2,59	3,04	2,91	3,48	1,91	4,30	2,36	2,93	2,85
K ₂ O	1,40	1,02	2,38	1,47	1,59	3,21	1,63	1,17	1,33	2,12	1,80
P ₂ O ₅	0,33	0,20	0,16	0,23	0,14	0,24	0,17	0,83	0,24	0,16	0,22
H ₂ O ⁺	1,18	0,60	0,55	3,33	0,50	1,45	2,24	1,15	3,15	0,16	0,41
H ₂ O ⁻	0,24	0,03	0,12	0,53	0,14	0,83	0,61	0,48	0,61	0,30	0,59
FeO*/(FeO+Fe ₂ O ₃)	6,49	8,50	5,32	5,04							
FeO*/MgO	2,99	2,28	2,29	2,24							
Na ₂ O/CaO	0,38	0,23	0,46	0,52							

Relación molecular

Al ₂ O ₃ /K ₂ O+Na ₂ O+CaO	0,95	0,82	0,96	1,02							
100MgO/MgO + FeO* + Na ₂ O + K ₂ O	16,80	24,16	18,40	19,07							

Porcentaje molecular

Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃ - (Na ₂ O + K ₂ O)	34,94	28,06	39,67	38,94							
CaO	34,67	34,11	33,47	33,22	33,72	27,75	32,99	34,31	24,89		
FeO+MgO	30,39	37,81	26,86	27,84	28,90	42,11	33,93	37,02	38,51		

Tabla 5. Norma para muestras de la Granodiorita de Piedrancha.

	1	2	3	4	5	6
Q	41,53	25,68	61,28	55,97	21,34	14,48
C	-	-	-	1,21		
Or	2,77	1,97	3,86	2,61	12,19	10,85
Ab	8,60	6,38	8,20	8,20	24,91	24,59
An	23,54	24,29	14,46	16,63	24,58	26,80
Di Wo	0,37	6,16	0,35	0,0	1,41	2,5
En	0,19	3,14	0,35	0,0	0,85	1,57
Fa	0,18	3,01	0,0	0,0	0,48	0,72
Hy En	9,62	13,38	8,36	8,92	5,65	8,06
Fs	9,57	12,83	0,0	2,69	3,18	3,72
Mt	2,01	1,48	2,94	2,71	3,63	4,55
He	-	1,39	0,84	0,0		
Il	1,19	0,26	-	0,80	1,01	1,28
Ap	0,43	-	-	0,27	0,37	0,52
Cc	-	-	-	0,0		

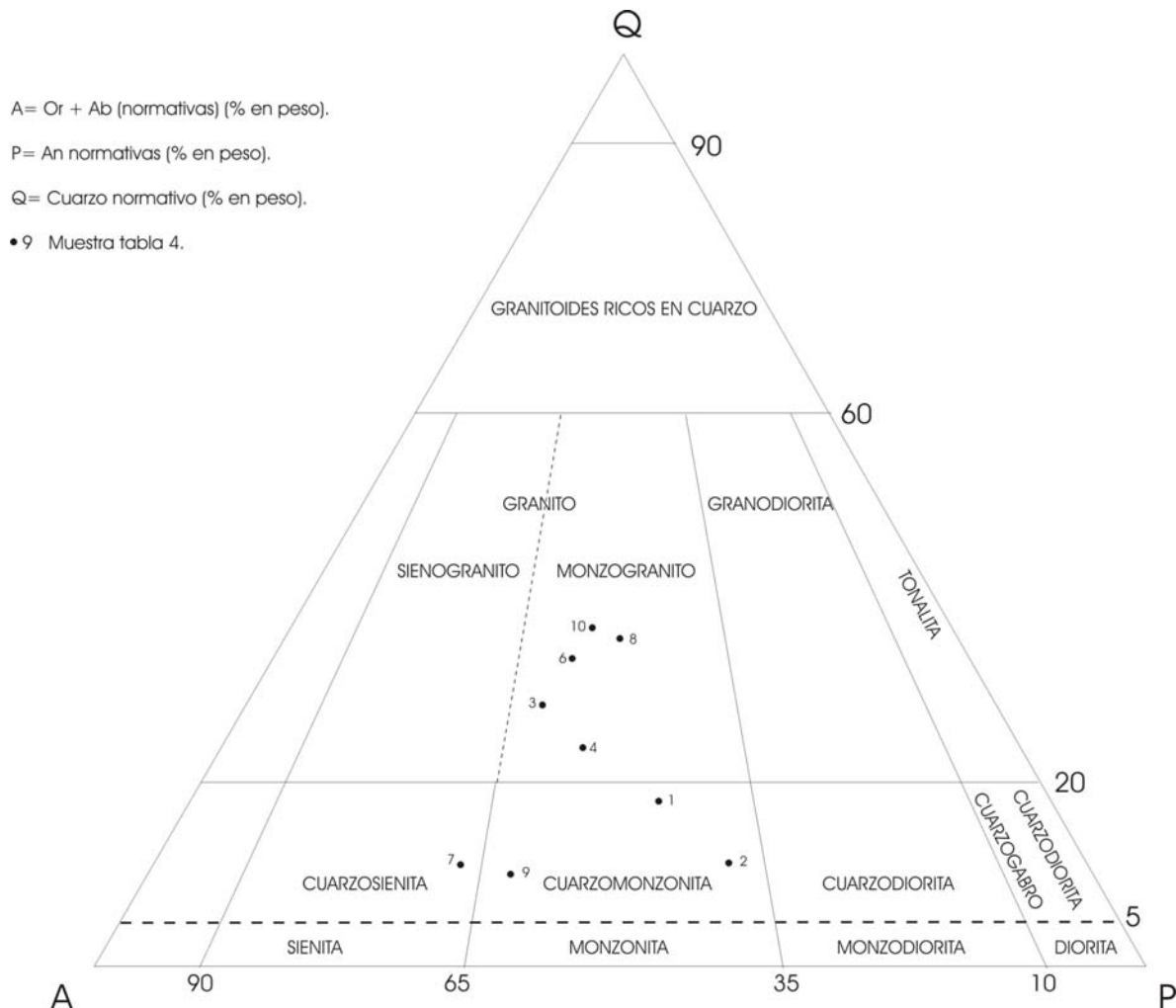
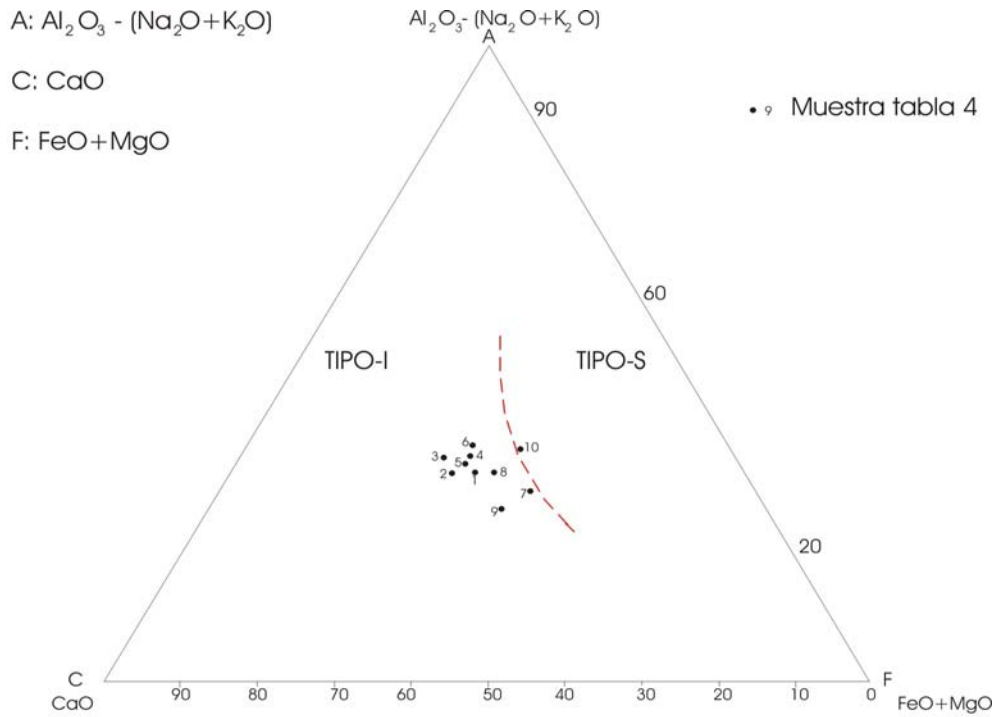


Figura 24. Diagrama Q-A-P que indica la composición normativa de la Granodiorita de Piedrancha (campos de Streckeisen, 1976).

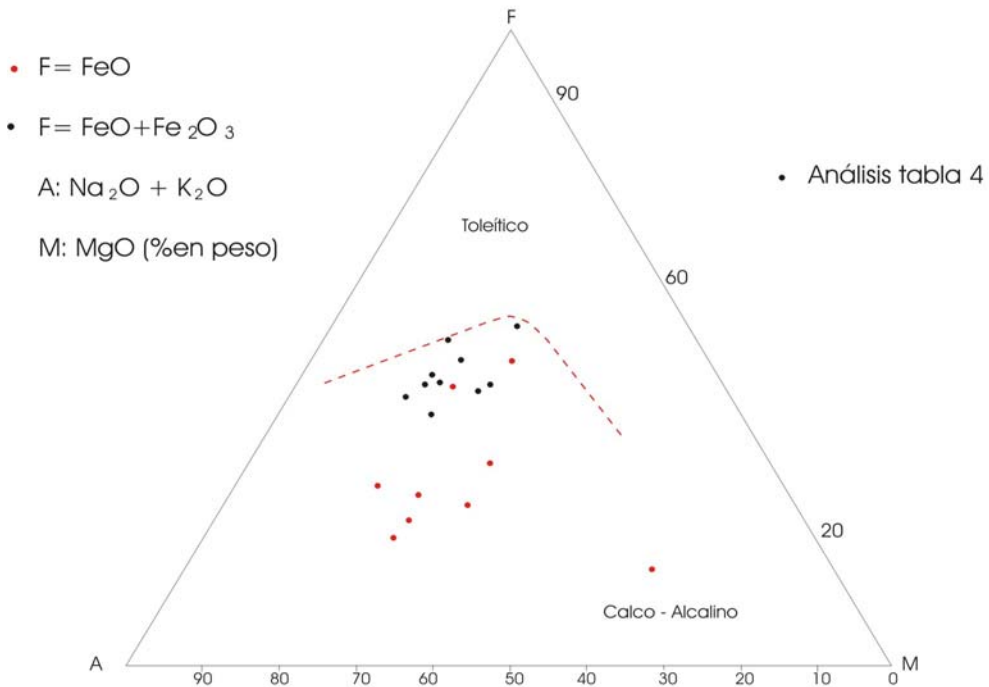
tendencia clara de diferenciación, pues entre más joven es la edad obtenida, más ácida es la composición.

4.2.1.2 Origen

Las relaciones de campo, la textura y la composición mineralógica y química de las rocas que constituyen la Granodiorita de Piedrancha son afines con un origen ígneo intrusivo a partir de un magma calcoalcalino. El contacto del plutón granodiorítico tanto con las sedimentitas del Grupo Dagua como con las rocas básicas del Grupo Diabásico indica un origen ígneo caracterizado por la presencia de una aureola de contacto de media – baja; las estructuras en las sedimentitas truncan la estratificación, aunque hay poca deformación en éstas atribuible a la intrusión y el cuerpo es, en general, de gran uniformidad litológica, aunque presenta algunas facies inequigranulares y diques aplíticos relacionados que cortan tanto las rocas encajantes como el intrusivo en sus facies marginales. Las características anteriores corresponden a las de plutones emplazados en la transición entre la mesozona y la epizona en el sentido de Buddington (1959).



Límite entre granitos tipo I y S (Hine et al., 1978).



Límite: Irvine y Baragar (1971)

Figura 25. Diagramas AFM y ACF para la Granodiorita de Piedrancha.

Tabla 6. Edades isotópicas en la Granodiorita de Piedrancha.

	Localización	Litología	Material	⁴⁰ Ar ①	⁴⁰ K ②	⁴⁰ Ar/ ⁴⁰ K	Edad Ma	Referencias
1	30 m al NE de Piedrancha	Granodiorita	Biotita	2,66x10 ⁻¹⁰	6,72	③	23±3	1
2	30 m al NE de Piedrancha	Granodiorita	Hornblenda	0,925x10 ⁻⁸	0.31	④	62±6	1
3	E de Tumaco	Tonalita	Hornblenda	ni	ni	ni	30,0±1,9	2
4	Río Canillera	Cuarzodiorita	Hornblenda	0,00158	1.010	0,001541	26,2±1,5	3
5	Río Canillera	Granodiorita	Hornblenda	0,001520	902	0,001684	28,6±1,7	3
6	Río Vargas	Cornubianita básica	Roca total	0,001890	1.069	0,001766	29,9±1,7	3
7	Río Blanco Plancha 409	Microdiorita	Biotita	0,001841	542	0,003391	57,1±4,3	3
8	Diamante	Granodiorita	Biotita	0,000939	391	0,002398	40,5±3,0	3
9	Bombona	Granodiorita	Biotita	0,01015	8.340	0,001217	20,7±0,8	3
10	Paraíso	Granodiorita	Hornblenda	0,000192	503	0,000382	6,5±2,7	3

1 Álvarez & Linares, 1979.

2 Göbel & Stibane, 1979.

3 MMAJ-JICA, 1981-1982.

ni: no indicado.

① Muestras 1 y 2 en moles/gr; 4 - 10 en ppm

② Muestras 1 y 2 en %; 4 - 10 en ppm

③ Ar⁴⁰ atmosférico 89,4%

④ Ar⁴⁰ atmosférico 67,7%

La textura hipidiomórfica granular con desarrollo de cristales euhedrales a subhedrales y anhedrales es afín con la secuencia de cristalización obtenida a partir de mezclas silicatadas fundidas de composición granítica en la cual hay un control del desarrollo cristalino como consecuencia de un orden decreciente de cristalización de acuerdo con la temperatura (Yoder, 1979) y en la cual las facies tardías tienden a tener un carácter intersticial con respecto a las que se han formado en las etapas iniciales de cristalización. La composición mineralógica y las facies marginales observadas también son compatibles con la formación del cuerpo de Piedrancha a partir de un magma granitoide teniendo en cuenta resultados de laboratorio bajo condiciones de presión controlada.

La información geoquímica disponible (Tabla 4) no es suficiente para determinar con precisión el ambiente geodinámico de generación del magma fuente; esta información se refiere a la composición de óxidos mayores y no se dispone de análisis isotópicos. Utilizando los valores disponibles, se observa una tendencia calcoalcalina y, en este caso, el magma se pudo haber generado en una margen activa por encima de la placa subducente con una zona de subducción localizada al occidente de la posición actual de la Cordillera Occidental.

La Granodiorita de Piedrancha y los cuerpos relacionados podrían considerarse como una continuación del cinturón plutónico Cenozoico (Paleógeno – Neógeno) de la Cordillera Occidental ecuatoriana (Hall & Calle, 1982) que intruye, en territorio colombiano, las rocas del Grupo Diabásico y del Grupo Dagua del Cretácico Superior.

4.2.2 Rocas hipoabisales (E₃pad)

Bajo el título general de Rocas hipoabisales se describe en este informe el conjunto de cuerpos de dimensiones reducidas, de estructura inequigranular porfídica que afloran al occidente de la Granodiorita de Piedrancha (MMAJ - JICA, 1981, 1982) y el extremo suroccidental de la plancha, asociadas espacialmente a las rocas del Grupo Diabásico. Dos de estos cuerpos fueron delimitados por GEOMINAS (1982) como plutones de Chicandina (H1) y Vegas (D2).

Las rocas hipoabisales se presentan como apófisis pequeños o stocks y la mayoría de estos cuerpos parecen ser la continuación septentrional del cinturón plutónico de la Cordillera Occidental ecuatoriana (Hall & Calle, 1982) que se prolonga a lo largo de la misma cordillera en Colombia como intrusión en las rocas cretácicas de los grupos Dagua y Diabásico. En la Plancha 428 Túquerres, estos plutones están asociados preferencialmente al Grupo Diabásico a lo largo de un eje que se extiende desde El Chical, Plancha 447 Ipiales, hasta Altaquer, Plancha 428 (GEOMINAS, 1982).

La característica principal de estos cuerpos es la variación textural con predominio de rocas inequigranulares porfídicas, pero aun en un mismo cuerpo puede pasar a hipidiomórfica inequigranular con una relación fenocristales: matriz menor de uno (1). En ninguno de los cuerpos delimitados se observaron efectos claros de metamorfismo térmico debido posiblemente a la naturaleza básica de la roca de caja y a la extensión limitada de los cuerpos hipoabisales, pero es claro que hay un cambio tajante, no gradacional entre ambas unidades marcado por cambios en la estructura de la roca, en la apariencia física y rasgos

texturales. La presencia de xenolitos de rocas básicas indica el carácter intrusivo en el Grupo Diabásico y una fase final de la actividad magmática es evidente por la presencia de diques félsicos de hasta 4 m de espesor (GEOMINAS, 1982).

Las rocas hipoabisales son masivas y su composición varía de andesítica y dacítica a tonalítica (Tabla 7) con plagioclasa y cuarzo como minerales esenciales y hornblenda y biotita como caracterizantes en proporciones variables de un cuerpo a otro, y predominan fenocristales de plagioclasa y el cuarzo es más abundante en la matriz.

El cuarzo es un mineral esencial en las rocas dacíticas y tonalíticas, y accesorio o ausente en las rocas andesíticas. Aparece en cristales anhedrales inequigranulares en las tonalitas y tanto en fenocristales como en la matriz en las rocas dacíticas; no presenta evidencias de deformación, aunque es un mineral tardío en la cristalización, puesto que su desarrollo cristalino está limitado por las caras de los cristales de plagioclasa y máficos, y en parte es de carácter intersticial, especialmente en las tonalitas; son comunes cristales de aspecto turbio por abundantes microinclusiones sólidas de opacos.

La plagioclasa, en los diferentes tipos de rocas que hacen parte de estos cuerpos, tiene hábito tabular con cristales euhedrales a subhedrales bien desarrollados, de tamaño variable, bien maclados según leyes de albita, albita – Carlsbad y, ocasionalmente, periclina, en parte zonados con bordes más sódicos que el núcleo, que, por lo general, presenta una alteración más intensa a sericita y productos arcillosos. En cristales no zonados se obtuvo una composición según maclas de albita – Carlsbad, entre An_{30} y An_{40} , y es más sódica en los cristales finos de las rocas con textura porfídica.

Los máficos caracterizantes corresponden a hornblenda y biotita, con predominio de la primera en las rocas tonalíticas y la biotita en las andesitas o dacitas, donde muestra formas hexagonales perfectas con cristales que alcanzan hasta 2 cm de diámetro, fuertemente pleocroicos de X= amarillo pardusco a Y= Z= pardo rojizo con abundantes inclusiones de opacos y alteración incipiente a clorita en los bordes de las láminas y a lo largo de los planos de clivaje. La hornblenda se presenta en cristales tabulares alargados subhedrales y localmente aciculares, especialmente en las rocas andesíticas, pleocroicos de X= verde pálido a Y= verde oliva, Z= verde oscuro o pardo verdoso, suele presentar opaco asociado y en ocasiones alteración a clorita o inclusiones (?) de epidota.

Los minerales accesorios rara vez alcanzan en conjunto más del 1% en volumen de la roca, pero en las zonas mineralizadas descritas por MMAJ - JICA (1981, 1982) alcanzan algo más del 5% debido al contenido alto de sulfuros; los más conspicuos son apatito, circón, esfena y opacos como accesorios permanentes, y clorita y sericita como minerales de alteración.

En los cuerpos localizados al occidente de la Granodiorita de Piedranca, MMAJ - JICA (1982) reportan mineralizaciones de cobre – molibdenos relacionados con alteración hidrotermal intensiva en las zonas argílica y propílica caracterizada por la sericitización de feldspatos y cloritización con algo de epidota, en los máficos, y abundantes sulfuros diseminados: pirita – calcopirita con algo de molibdenita.

Tabla 7. Análisis modales de algunas rocas hipoabisales en la Plancha 428 Túquerres.

Muestra / Mineral	1	2	3	4	Promedio
Cuarzo	-	9,8	26,4	6,4	14,20 (10,65)
Plagioclasa	62,3	60,4	52,3	66,9	60,47
Hornblenda	8,3	6,9	12,3	18,6	11,52
Biotita	9,1	11,4	7,2	6,0	8,42
Clorita	0,8	1,1	0,9	1,2	1,00
Opacos	0,7	0,6	0,7	0,9	0,72
Apatito	0,1	0,1	0,2	Tr	0,13 (0,1)
Esfena	0,1	0,1	Tr	Tr	0,1 (0,05)
Circón	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr

Matriz	18,6	9,61	-	-	14,10 (7,05)
An plagioclasa	38	30	36	40	
*Clasificación	a	b	c	d	

Análisis modales basados en el conteo de 800 – 1.000 puntos sobre secciones delgadas estándar por H. González.

***Clasificación:**

a: pórfido andesítico.

b: pórfido dacítico.

c: tonalita porfídica.

d: diorita porfídica.

No es posible establecer la edad de las rocas hipoabisales, sólo se puede indicar que por las relaciones estratigráficas son más jóvenes que las rocas de los grupos Dagua y Diabásico, y que por su distribución espacial y similitud petrográfica podrían estar relacionados genéticamente a la Granodiorita de Piedrancha con diferencias texturales debidas a condiciones de intrusión e influencia de las rocas encajantes.

Estos cuerpos podrían ser continuación del cinturón plutónico de la Cordillera Occidental ecuatoriana cuya edad ha sido ampliamente discutida y que se han asignado desde el Cretácico Superior – Paleógeno (Henderson, 1979; Hall & Calle, 1982) hasta el Mioceno (Bristow & Hoffstetter, 1977). GEOMINAS (1982) los considera asociados genéticamente al “Batolito de Piedrancha” y de la misma edad que éste, los asigna al “Terciario” sin diferenciar y considera el mismo rango de edades obtenido para este intrusivo entre 62 y 26 Ma. MMAJ - JICA (1981, 1982) consideran una edad del Oligoceno tardío tanto para el cuerpo principal de Piedrancha como los cuerpos relacionados.

4.2.3 Diques

Diques y silos melanocráticos de rocas andesíticas y basálticas cortan con frecuencia las rocas sedimentarias del Grupo Dagua en el borde nororiental de plancha, especialmente en la quebrada La Varazón (B11) y Ramos (B4 – A4), mientras que dique félsicos, predominantemente aplíticos, se encuentran asociados a la Granodiorita de Piedrancha y afectan tanto al cuerpo intrusivo como a las rocas encajantes del Grupo Diabásico.

Los diques de composición andesítico basáltica tienen espesor variable entre 50 cm y hasta 10 m y están constituidos por rocas masivas, porfídicas a microporfídicas con fenocristales de olivino y piroxeno, y ocasionalmente de hornblenda en una matriz holocristalina de color gris oscuro a negro. Es común en los bordes la presencia de una zona de enfriamiento rápido con textura holocristalina fanerítica de grano fino hasta afaníticas que representa la zona de contacto con la roca encajante y que en algunos casos presenta evidentes estructuras de flujo o contiene vidrio volcánico.

Los fenocristales son, por lo general, de minerales máficos; predominan los de clinopiroxeno sobre los de hornblenda y en algunos casos acompañados de cristales de olivino incoloros fuertemente fracturados con segregaciones de magnetita – cromita acumulados a lo largo de los planos de fractura, pero no se observan procesos de serpentización que afecten el mineral primario. La hornblenda es tabular alargada fuertemente pleocroica de X= verde amarillo, Y= verde pardusco, Z= verde oscuro. Los opacos corresponden a magnetita – ilmenita con algo de sulfuros; otros accesorios corresponden a epidota – apatito – circón, pero en conjunto rara vez alcanzan más del 1% en volumen de la roca.

La naturaleza vítrea y la presencia de estructuras de flujo en algunas de las muestras, indica que corresponden a diques volcánicos (lávicos) posiblemente relacionados a la actividad volcánica de fondo oceánico del Grupo Diabásico, pues en estas muestras se observan los mismos procesos metasomáticos que afectaron las rocas de este grupo tales como cloritización y epidotización en los ferromagnesianos y sericitización o saussuritización de las plagioclasas.

La edad de los diques no es posible determinarla con exactitud, pues, por lo general, son cuerpos aislados y sólo es posible definir su edad relativa con respecto a las rocas encajantes. Por las características texturales es posible que existan al menos dos generaciones de diques: una posiblemente relacionada genéticamente a las rocas del Grupo Diabásico caracterizado por procesos de alteración metasomática y metamorfismo de piso oceánico, similares a los que afectan esta unidad y cuya edad de intrusión correspondería al intervalo Cretácico tardío – Paleógeno; y un segundo grupo en el cual los procesos de alteración son incipientes o no existen y en los cuales se puede observar vidrio volcánico no alterado con textura fluidal y que estaría relacionado a los inicios de la actividad volcánica moderna del volcán Azufraal o estructuras relacionadas y cuya edad correspondería al Neógeno.

Asociados a la Granodiorita de Piedrancha y algunos stocks hipoabisales, son comunes diques de hasta 4 m de espesor de rocas félsicas leucocráticas que en el batolito de Piedrancha afectan tanto la roca encajante en las cercanías de las zonas de contacto con las rocas básicas del Grupo Diabásico como las zonas de borde del cuerpo intrusivo, y en los stocks hipoabisales cortan las rocas encajantes del Grupo Diabásico.

Estos diques están constituidos por rocas masivas faneríticas de grano fino a muy fino de color blanco a blanco amatillento con pequeñas manchas pardas formadas alrededor de máficos por procesos de oxidación; presentan estructura sacaroidal (aplítica) con aspecto terroso por caolinización de feldspatos (50 – 60%), contienen, además, moscovita (0 – 5%) y biotita (0 – 5%), con escasos accesorios (0 – 1%), dentro de los cuales predominan opacos, esfena y apatito.

Los diques félsicos relacionados con los cuerpos plutónicos de Piedrancha y stocks hipoabisales se consideran genéticamente relacionados con este intrusivo y, por lo tanto, de la misma edad de éste, es decir Paleógeno – Neógeno y representarían las etapas finales de la actividad magmática que generó estos cuerpos, emplazados en un sistema altamente fracturado durante la elevación a niveles corticales superiores.

4.2.4 Lavas andesíticas (N₂la).

Lavas andesíticas asociadas tanto a la evolución geológica del volcán Azufraal o sus antecesores como probablemente al volcán Cumbal o centros volcánicos no identificados en la parte sureste de la plancha, aparecen relacionadas a depósitos ignimbríticos, y en muchos casos es difíciles de separar de éstos, puesto que presentan características morfológicas similares y, en algunos casos, han sido parcial o totalmente cubiertas por depósitos piroclásticos recientes provenientes del volcán Azufraal.

Algunas de estas lavas aparecen depositadas discordantemente sobre las ignimbritas a alturas superiores a los 2.600 m, mientras que otras no presentan una relación directa con estos depósitos y parecen cubrir directamente las rocas basálticas del Grupo Diabásico que constituyen el basamento de los volcanes recientes en el área. Algunos afloramientos de estas lavas se observan en el camino de quebrada Blanca (G-9) a Puerán (F-9) y Tercán (G-9) en las cabeceras de la quebrada El Baño (F9), en el carretable que lleva a Pueblo Viejo (G8), en la carretera de Túquerres a Yascual (D12 – E12) y al noreste de Guachavés (C11).

Afloramientos menores, por su extensión, no aparecen indicados en la plancha geológica, escala 1:100.000, pero a escalas mayores pueden ser cartografiados y su delimitación es importante en el estudio de la evolución geológica de los volcanes en esta parte del Altiplano Nariñense. Debido probablemente a los diferentes centros volcánicos que pudieron haber originado estas coladas lávicas, se observaron algunas variaciones en la composición mineralógica de las muestras estudiadas en sección delgada y, aunque en términos generales son de composición andesítica, varían por la proporción y la naturaleza de los minerales máficos (Tabla 8) y, en ocasiones, por la presencia de cuarzo accesorio. La textura varía en su grado de cristalinidad entre holocristalina e hipocristalina, porfídicas a microporfídicas, seriada a hialal con matriz masiva a fluidal y en varias muestras vesicular.

Los fenocristales predominantes son de plagioclasa en cristales euhedrales a subhedrales de hábito tabular, corroídos y parcialmente reabsorbidos con bordes de reacción e inclusiones vítreas que siguen líneas de fracturamiento y los planos de exfoliación o macla; maclados según leyes de albita, albita-Carlsbad, Carlsbad y maclas complejas de interpenetración, cristales zonados con zonamiento oscilatorio normal a inverso. Son comunes inclusiones de piroxeno y opacos distribuidos irregularmente y en algunas muestras, especialmente en las de textura porfídica seriada, inclusiones de vidrio ocupan la totalidad de los cristales de mayor tamaño. La composición de la plagioclasa es ampliamente variable tanto en las diferentes muestras analizadas (Tabla 8) como en los cristales zonados y, en general, es andesina (An_{40-50}), pero en cristales zonados puede variar desde labradorita o más cálcica en el núcleo a andesina cálcica en los bordes (An_{70-46}) y siempre es más cálcica que la que se encuentra como microlitos en la matriz.

El clinopiroxeno corresponde a augita en cristales de menor tamaño que los de plagioclasa, de formas redondeadas, y rara vez prismáticos, cortos, con bordes redondeados de tono verdoso (verde pálido a incoloro); por lo general, presenta bordes de reacción y abundantes inclusiones de óxidos y algunos cristales aparecen zonados. Ocasionalmente, el clinopiroxeno bordea, como agregados de grano fino, cristales de ortopiroxeno. La coloración verdosa podría indicar una composición diopsídica.

El ortopiroxeno es hipersteno y su relación con respecto al clinopiroxeno varía considerablemente en diferentes muestras; se encuentra en cristales anhedrales a subhedrales incompletos y fracturados asociados a clinopiroxeno que forma una corona a su alrededor, pleocroísmo débil, extinción paralela y son comunes inclusiones de plagioclasa, opacos y, ocasionalmente, circón; tanto a lo largo de fracturas como por los planos de exfoliación se observa una alteración de color pardo oscuro no identificable al microscopio.

Otros minerales ferromagnesianos que aparecen en algunas muestras, y subordinados a los piroxenos, son olivino, biotita y hornblenda. El olivino aparece en dos muestras caracterizadas por el predominio de ortopiroxeno sobre el clinopiroxeno y un menor contenido relativo de fenocristales de plagioclasa, lo cual indicaría una composición algo más básica que la de las andesitas predominantes; este mineral se encuentra en cristales anhedrales fracturados con bordes redondeados y acumulación de vidrio a lo largo de fracturas y, por lo general, no muestran relación espacial con el piroxeno, es incoloro de alto relieve y no muestra evidencias de alteración y, al menos en una de las muestras, podría

Tabla 8. Análisis modales de lavas andesíticas en la Plancha 428 Túquerres.

Muestra / Mineralogía	1	2	3	4	5	6	7
Fenocristales							
Plagioclasa	26,4	20,6	22,3	20,9	23,2	26,0	20,9
Clinopiroxeno	12,9	10,2	10,1	10,2	7,8	4,4	4,0
Ortopiroxeno	2,6	1,6	9,2	-	-	Tr	4,2
Olivino	1,1	0,9	-	-	Tr	-	-
Hornblenda	-	-	-	Tr	1,2	0,9	0,9
Biotita	-	-	-	-	0,9	1,7	1,1
Opacos	2,1	1,6	2,1	2,6	1,9	3,0	2,4
Cuarzo	-	-	-	-	0,3	-	0,6
Circón	-	Tr	-	Tr	-	-	-
Apatito	Tr	0,1	-	Tr	-	Tr	Tr
Rutilo	-	-	-	-	-	Tr	Tr
Matriz							
Vidrio	36,4	52,9	55,3	50,1	58,1	60,1	50,3
Cristales *	18,5	12,1	1,2	16,2	6,6	3,9	15,6

* - predominio de plagioclasa

Tr - trazas

Análisis basados sobre el conteo de 1500 puntos sobre secciones delgadas estándar por H. González.

corresponder a xenocristales; el índice de refracción es similar o menor al del ortopiroxeno, lo cual indicaría una composición predominantemente forsterítica (Poldevaart, 1950).

La biotita se presenta en pequeños relictos de forma irregular rodeada por óxidos (opacos) que la reemplazan, láminas de color pardo oscuro sólo ligeramente pleocroicas y en algunas muestras puede estar asociada a cristales finos de ortopiroxeno o a oxihornblenda y en este caso es difícil de diferenciarla por el grado de reacción. En una muestra aparece oxihornblenda de color pardo-rojizo intenso con abundante opaco finogranular asociado y relacionada a cristales de augita, mineral a partir del cual parece haberse formado por acción deutérica tardía.

El accesorio predominante corresponde a un mineral opaco (magnetita \geq ilmenita) en fenocristales finos dispersos o en agregados de granos anhedrales más finos asociados a minerales ferromagnesianos a los cuales, al menos en parte, parece reemplazar. En una muestra aparece cuarzo bipiramidal en cristales anhedrales redondeados con bahías e inclusiones vítreas, fracturados de forma irregular y presentan bordes de reacción. Otros accesorios, especialmente circón y apatito, son ocasionales y aparecen como trazas incluidos en fenocristales y en algunos cristales dispersos.

La matriz en la mayor parte de las muestras es hipocrystalina con vidrio que predomina sobre microcristales de los mismos minerales que aparecen en fenocristales, pero es más abundante la plagioclasa tabular que en las rocas con textura fluidal, define de manera clara la dirección del flujo, puede presentar vesículas circulares, por lo general, rellenas con óxidos, que representan burbujas de gas. El vidrio es de color pardo, ocasionalmente verdoso y no muestra evidencias de devitrificación, de relieve moderado, lo que indica una composición intermedia (andesítica).

Las diferencias mineralógicas en las distintas muestras parecen indicar diferentes centros de emisión, pero no es posible asignar cada una de ellas a un volcán específico teniendo en cuenta el detalle de la cartografía elaborada ni si tienen relación con la construcción del edificio volcánico ancestral del volcán Azufra que es el más próximo, conocido actualmente, en el área de trabajo; es posible que muchas de ellas provengan de centros volcánicos destruidos o cubiertos por depósitos piroclásticos recientes. Las características petrográficas parecen indicar un magma parental de afinidad calcoalcalina deficiente en K relacionado a un margen continental activo, el cual pudo haber sufrido diferentes grados de cristalización fraccionada y posiblemente modificado (James & Murcia, 1984), al menos localmente, por procesos de asimilación, lo cual explicaría las diferencias en la composición mineralógica y muy probablemente química, que se encuentran en los derrames lávicos encontrados en el área y en la naturaleza de los productos de los volcanes en la región: Cumbal, Chiles - Cerro Negro y Azufra.

Aunque no se tienen dataciones directas en muestras recolectadas en el proyecto, OLADE (1982) dató por el método K/Ar una muestra correspondiente a un flujo de lava "antigua" al este del volcán Azufra, unos 5 km después de Imués, por la carretera a Túquerres, en la cual se obtuvo una edad de 4,2 Ma correspondiendo al Plioceno temprano y que en su interpretación consideran sería el inicio de la construcción del edificio volcánico del Azufra. Por posición estratigráfica y relaciones con respecto a los depósitos ignimbríticos, se considera que esta sería la edad para los depósitos lávicos más antiguos que afloran en el área de la Plancha 428 Túquerres.

4.2.5 Andesitas del Cumbal Antiguo (N₂aca)

En la Plancha 447 Ipiates, OLADE (1982) define un borde caldérico que bordea a la laguna de Cumbal y se prolonga hacia el norte, en la Plancha 428 Túquerres, y alcanza un diámetro de 9 km. Parra & Velásquez (en preparación) le asignan el nombre de Cumbal Antiguo a esta estructura, teniendo en cuenta su magnitud y que incluye la laguna del Cumbal como parte del fondo de la caldera.

La expresión morfológica está marcada por un semicírculo abierto hacia el occidente con bordes caldéricos que definen un sistema montañoso con drenaje radial que separa las aguas que fluyen hacia el Guáitara (ríos Blanco y Juntas), de las que fluyen hacia el río San Juan- Mira (río Tambo). A pesar de ser la estructura bastante antigua y que ha sido afectada por las glaciaciones del Cuaternario, algunos de los flancos muestran la alternancia de lavas con algunos productos piroclásticos.

Los Domos del Colimba, aunque se encuentran bordeando esta estructura, no parecen pertenecer a la misma etapa de vulcanismo, debido a que no muestran efectos glaciales significativos, una incisión tan marcada como la de la caldera del Cumbal Antiguo, ni un perfil de meteorización con desarrollo similar. Superficialmente, los flujos lávicos no conservan su forma original, ni forman escarpes rocosos como los de los domos, que son estructuras más recientes.

El edificio de esta caldera muestra un perfil de meteorización avanzado de más de 4 m de espesor, debajo del cual se pueden distinguir texturas aglomeráticas en flujos piroclásticos de bloques y cenizas y rocas masivas de composición andesítica como las que se aprecian en las canteras localizadas en la vía Cumbal – Miraflores.

Litología. Las lavas son de composición andesítica con estructura aglomerática y textura microporfídica con fenocristales (35%) de plagioclasa y piroxenos en matriz pilotaxítica. La plagioclasa se presenta en cristales tabulares de composición andesina, completos, maclados según la ley de albita, zonados con núcleos alterados y manchados de pardo por acumulación de minerales metálicos de hierro que al oxidarse acumulan limonita – hematita que le dan el color al mineral (o la roca??). El piroxeno predominante es augita en cristales subhedrales de hábito prismático dispersos con bordes corroídos por reacción con la matriz; hipersteno en cristales finos de menor tamaño que los de clinopiroxeno, se encuentra disperso y en parte reemplazado por productos de alteración (iddingsita?). La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa y opaco finogranular embebidos en vidrio volcánico de relieve moderado y composición intermedia.

Edad. Los productos volcánicos del Cumbal Antiguo que fueron removidos por la destrucción del cono original fueron transportados hacia el occidente por el río Mulas y otros afluentes de la margen izquierda del río Güiza, para ser depositados al noroccidente como grandes abanicos que se abren a partir de la localidad del Diviso, cubren un área del orden de 3.000 km², y pueden alcanzar un espesor cercano a los 200 m.

La forma de las vertientes del Cumbal Antiguo es semejante a la del Panecillo de Tufiño, por lo tanto, su edad probable sería similar, es decir, alrededor de 4 Ma (AQUATER, 1987).

4.2.6 Andesitas de Pajablanca (N₂apb)

En la Plancha 429 Pasto, Murcia & Cepeda (1991) delimitaron un cráter antiguo en la cumbre del cerro Pajablanca. Los productos volcánicos de este edificio se extienden hacia el suroeste, hasta el caserío de Chires Bajo (en la Plancha 447 Ipiales), donde se pueden apreciar los flujos de lava más lejanos del edificio volcánico, que corresponden a la base

del antiguo cono y hacia el norte se pueden encontrar algunos afloramientos de lavas que se extienden en la Plancha 428 Túquerres hasta la cabecera municipal de Sapuyes.

Sobre el terreno son escasos los afloramientos debido a la cubierta eólica o piroclástica que tiene presencia regional. Además, se ha desarrollado sobre esta unidad un perfil de meteorización que supera los 4 m de espesor, el cual suaviza las formas del paisaje.

Litología. Macroscópicamente, las lavas andesíticas de Pajablanca se presentan como una roca maciza, de color gris verdoso oscuro, de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y, en menor proporción, piroxenos en matriz afanítica de color gris y composición andesítica. A escala de afloramiento se aprecian zonas de 30 a 40 cm con un diaclasamiento denso, de más de 30 fracturas/m, causado por enfriamiento; separadas entre sí, por 3 a 4 m de roca masiva afectada solamente por diaclasas de tipo regional; existe, además, un bandeamiento reliquia dentro de los flujos individuales a escala centimétrica, definido por un cambio en la coloración de la matriz.

Microscópicamente las lavas tienen una textura porfídica con una matriz que oscila entre el 50 y 60%, compuesta por vidrio color verde parcialmente cloritizado con microcristales de plagioclasa que forman textura fluidal alrededor de los cristales más grandes.

La plagioclasa (An_{38}) corresponde a andesina, se encuentra zonada y alcanza hasta 4 mm de longitud en cristales euhedrales a subhedrales de hábito tabular. En parte, la zonación está marcada por sombras de óxidos de hierro.

El piroxeno alcanza hasta el 10% de la roca, y es más abundante el ortopiroxeno que se presenta en cristales subhedrales, frescos, muy fracturados y bordes alterados a biotita por reacción con la matriz. El clinopiroxeno (augita), de mayor tamaño, casi totalmente alterado a hornblenda y biotita, además, con bordes de reacción a minerales de hierro.

La hornblenda es pseudomorfa según piroxeno formada por reacción con la matriz y a su vez se altera a biotita en los bordes o a veces totalmente. El cuarzo se presenta como cristales bipiramidales parcialmente corroídos por la matriz. El mineral opaco es magnetita en cristales euhedrales aislados o asociados a clinopiroxeno.

Los flujos piroclásticos tienen más de 5 m de espesor, con bloques decimétricos, angulares, aislados por una matriz de ceniza y lapilli parcialmente meteorizada, de colores pardo claro a rojizo donde se conservan pumitas y fragmentos líticos. Los bloques son de andesitas masivas y andesitas con textura aglomerática a brechosa, con matriz ligeramente vesiculada. Cerca de la localidad de Sapuyes, flujos piroclásticos del volcán Pajablanca forman una cubierta con un depósito de flujos de pómez con más de 10 m de espesor que debido a su energía inicial, ascendió por las faldas del Pajablanca, por lo menos, 200 m en la vertical.

Edad y correlaciones. No se tienen dataciones radiométricas de las lavas andesíticas de Pajablanca, pero teniendo en cuenta la conservación parcial del edificio volcánico, se considera que su edad es ligeramente más joven que la determinada para el Panecillo de Tufiño de alrededor de 4 Ma (AQUATER, 1987).

4.2.7 Domos de Colimba (N₂Q₁dc)

Al sur de la población de Colimba (H9) se encuentran, al menos, dos geoformas circulares que resaltan topográficamente sobre la morfología llana del altiplano (Figura 26) conocidas como domos de Colimba y que podrían hacer parte de una estructura volcánica mayor, caldera del Colimba, en gran parte ya destruida. Aunque las formas más sobresalientes corresponden a los domos, en el área afloran lavas, depósitos de ceniza y pómez que no se han diferenciado y que se intercalan, localmente, con depósitos glaciares en la altiplanicie de Túquerres.

Los afloramientos de esta unidad son escasos y se circunscriben a la cantera actualmente en explotación localizada sobre uno de estos domos (H9), pues en gran parte se encuentran cubiertos por depósitos piroclásticos recientes provenientes, probablemente, del volcán Azufral; en la parte alta, hacia la loma Las Lagunetas, se observan sobre estos depósitos pequeñas lagunas circulares y en los valles, formas glaciares en U.

Las rocas son masivas, no vesiculadas, porfídicas con fenocristales de hasta 2 mm de plagioclasa, feldespato potásico rosado, escaso cuarzo bipiramidal y biotita en una matriz microcristalina felsítica a hipocristalina de color gris claro. En algunos bloques se observan pequeños fragmentos oxidados de color negro y de vidrio pobre en ferromagnesianos con índice de color <5 y composición dacítica a riódacítica. En la cantera, la roca presenta un intenso fracturamiento y, hacia la parte superior, diaclasamiento, y está cubierta por un nivel de flujo piroclástico de 1 m de espesor sobre el cual se desarrolló un horizonte de suelo orgánico de unos 30 cm.

Microscópicamente las rocas presentan una textura porfídica seriada a fragmental a veces hialal con fenocristales (30 – 40%) o fragmentos (0 – 5%) en una matriz hipocristalina (60 – 70%) con vidrio pardo oscuro y ocasionales microcristales de los mismos minerales que aparecen en fenocristales con predominio de los de plagioclasa y opacos (magnetita) y son comunes zonas de oxidación donde toma un color pardo-rojizo por acumulación de óxidos – hidróxidos de hierro tanto alrededor de minerales opacos como en el vidrio volcánico.

Los fenocristales de plagioclasa (25 – 30%) presentan muy buen desarrollo cristalino y son euhedrales, rara vez subhedrales o anhedrales, de hábito tabular, y muestran en conjunto una orientación fluidal marcado por la deposición paralela a subparalela de los cristales según su dimensión mayor (100); muestra pocos efectos de reabsorción, cristales limpios y sólo algunos presentan un núcleo pardo claro por acumulación de vidrio, pero los bordes aparecen limpios con el contorno del cristal neto, bien definido. Cristales maclados preferencialmente según la ley de albita-Carlsbad y, ocasionalmente, según albita, Carlsbad o maclas complejas de periclina o de interpenetración; algunos cristales con zonamiento normal, rara vez oscilatorio, con microfracturas irregulares o agrietamiento por contracción debida a un enfriamiento rápido. La composición es An₂₀₋₂₆ según maclas de albita-carlsbad.

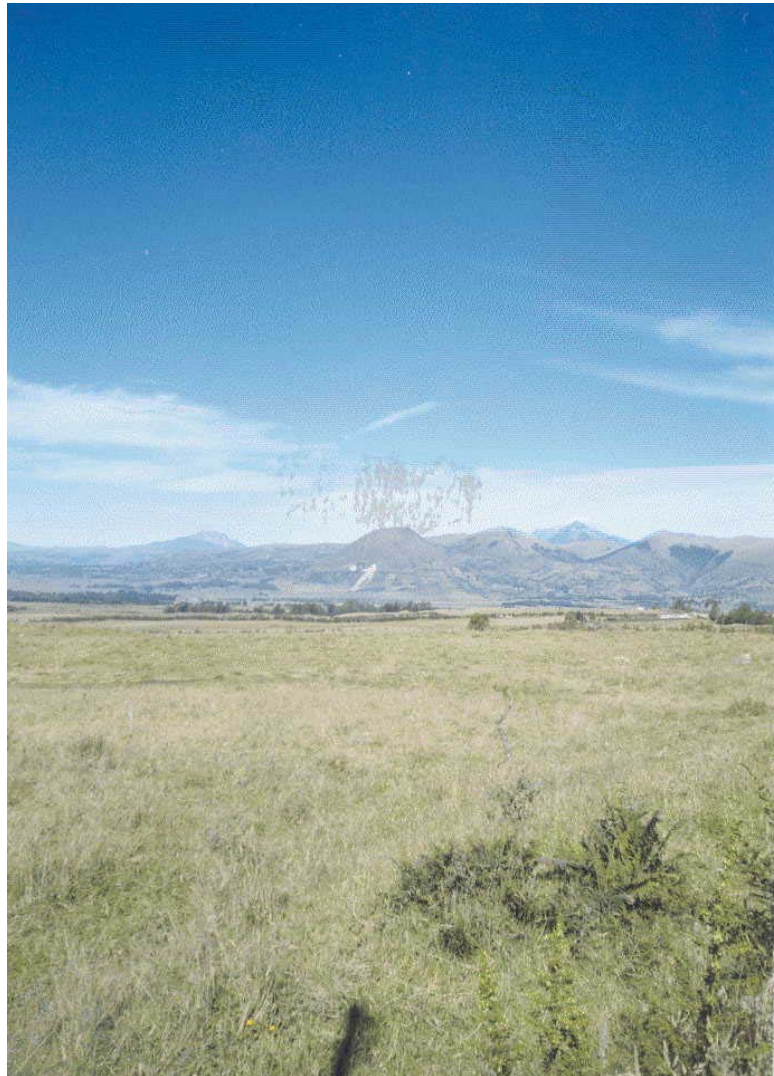


Figura 26. Domos de Colimba. Vista panorámica desde la carretera Túquerres - Ipiales.

La hornblenda es basáltica – oxihornblenda (2 – 3%), aparece en cristales anhedrales, algunos de hábito tabular en gran parte reemplazados por agregados de opacos finogranulares (magnetita), en cuyo núcleo se observan restos de color pardo-rojizo intenso.

Biotita (1 – 2%) aparece subordinada a la hornblenda en láminas anhedrales dispersas reemplazadas por agregados de opacos; algunas de estas láminas contienen inclusiones aciculares de rutilo y son pleocroicas de pardo rojizo a pardo amarillento.

Dos tipos de piroxeno aparecen asociados en las rocas: clinopiroxenos (augita 1 - 2%) con predominio sobre ortopiroxeno (enstatita 0,5 – 1%); el primero tiende a ser subhedral de hábito prismático, incoloro a verde pálido no pleocroico, mientras que el segundo es anhedral ligeramente pleocroico de verde-pálido (Z) a incoloro (X). Los piroxenos no muestran, por lo general, opacos asociados.

Los minerales opacos parecen corresponder, en gran parte, a magnetita y aparecen tanto como accesorios primarios en cristales subhedrales o anhedrales, como en agregados de granos muy finos o polvo que remplazan tanto hornblenda como biotita.

La matriz es hipocristalina, incolora de aspecto turbio a sucio debido a la abundancia de vidrio, no vesiculada, con una débil estructura fluidal marcada por flujo de microcristales alrededor de algunos fenocristales de plagioclasa y de opacos, éstos en parte son alargados y definen en parte la orientación por flujo que se observa en la matriz. No se encuentran microcristales de los minerales máficos que se encuentran como fenocristales.

En la roca, los fenocristales de plagioclasa flotan y se orientan en la matriz hipocristalina sin efectos notorios de reabsorción, lo cual indicaría poco contraste de temperatura entre los cristales formados en las primeras etapas de cristalización y el material líquido residual que se transforma en vidrio en las etapas finales de solidificación. La forma de los cristales de hornblenda y biotita indica que éstos se formaron en condiciones de alta presión y que posteriormente, al cambiar las condiciones de óxido-reducción del sistema y a baja presiones, éstos fueron reemplazados por óxidos de hierro. Este cambio de presión debió ocurrir de manera súbita, lo cual no permitió la estabilización de las fases hidratadas inicialmente formadas y éstas, en condiciones oxidantes, fueron reemplazadas por óxidos de hierro.

Aunque no es posible la identificación del vidrio ni el tipo de microcristales incluidos en éste en la matriz, la naturaleza de los fenocristales y su contenido indican que estas rocas son andesíticas. Sin embargo, una clasificación más exacta debe tener en cuenta la composición química global.

La composición mineralógica y rasgos texturales de las rocas de Colimba difieren fundamentalmente de las observadas en los domos asociados al volcán Azufra y en parte de los depósitos ignimbríticos descritos al oeste de Colimba a lo largo del río Güiza, por lo cual es difícil establecer una posible relación genética entre estos depósitos y las fuentes volcánicas conocidas en la región y establecer, al menos, una edad relativa; es claro que son más antiguos que los depósitos piroclásticos más recientes del Azufra, pero otra posición con respecto a depósitos volcánicos de edad conocida, no es posible establecer. Por configuración geomorfológica se han considerado como del Pleistoceno.

Aunque la configuración geomorfológica actual para parte de esta unidad es típica de domos, las características generales del área no es posible establecerlas puesto que los depósitos de flujos piroclásticos recientes modifican la topografía preexistente y no se observan formas que pudieran indicar una caldera antigua a la cual pudieran relacionarse los domos. Además, las características estructurales y la litología del afloramiento de la cantera de Colimba, podrían indicar que ésta corresponde más a un depósito de avalancha que a un domo en sentido estricto.

4.2.8 Depósitos ignimbríticos (N₂Q_{1i})

Depósitos de flujos piroclásticos, por lo general consolidados, provenientes de antiguas estructuras volcánicas, se encuentran relleno los valles de los ríos Guabo, Güiza,

Sapuyes y Pacual y sus afluentes en la parte superior de sus cursos. Estos depósitos, por su origen en flujos piroclásticos y características generales de presentación, litología, estructuras y texturas en las unidades que los componen, se han denominado genéricamente como ignimbritas de acuerdo con Cas & Wright (1993).

Buenos afloramientos de esta unidad se encuentran en la carretera Túquerres – Tumaco cerca a El Espino (G11) y a la desembocadura de la quebrada Guasquesán al río Güiza (F9); en el curso superior de las quebradas Gualchá (E11), El Arrayán (D11), al norte del volcán Azufral en la cuenca del río Pacual (F11) y en las cabeceras de las quebradas El Guamuco, Puente Piedra, Loma Chiquita (F10) y La Honda afluentes del río Verde en su curso superior. Estos depósitos también se extienden hacia La Planada (E5) y Miraflores (G7) en la parte central y sur de la plancha, respectivamente.

Sobre esta unidad se han labrado geoformas de valles profundos en V con montañas de cima plana que conforman lenguas tabulares y taludes casi verticales donde se observan estructuras columnares con columnas de hasta 70 – 100 m de altura.

Morfológicamente se diferencian dos niveles de depósitos ignimbríticos limitados lateralmente por escarpes semiverticales producidos por erosión intensa y disección adyacente a los drenajes que ocupan; estos drenajes son fácilmente identificables aun a grandes distancias, porque se encuentran cubiertos por eflorescencias blancas debidas a la acumulación de líquenes y musgos (Figura 27a). Su distribución y morfología indican que estas ignimbritas se formaron por avalanchas o flujos de material piroclástico provenientes del este, aunque no fue posible identificar, en muchos casos, los centros de esta actividad volcánica.

En general, los depósitos ignimbríticos están bien cementados y son altamente resistentes a la erosión, lo cual explica su morfología actual; corresponden a flujos piroclásticos de bloques con cenizas y pómez a veces con escorias o con éstas en lugar de pómez. En la cuenca del río Güiza, cerca de la desembocadura del río Verde, pumita (F8 - 9) se presentan como varias unidades de flujo donde es posible observar el contacto basal con rocas básicas del Grupo Diabásico; en este sector, la ignimbrita presenta estructura columnar (Figura 27b) y se puede observar una zonación en el depósito, con líticos abundantes hacia la base, la ignimbrita (tobas soldadas) propiamente hacia la parte media, y predominio de pómez hacia el techo, y cenizas que al meteorizarse forman una delgada cubierta arcillosa de color blanco amarillento rojizo.

Las tobas soldadas tienen apariencia similar a la de lavas, con estructura porfídica con abundantes pómez y láminas de biotita. Las rocas ignimbríticas son de color gris a pardo en diferentes tonalidades de acuerdo con el grado de oxidación, constituidas en proporciones variables por fragmentos juveniles de pómez, líticos accidentales tanto de vulcanitas recientes como de basaltos del Grupo Diabásico; cristales de cuarzo, biotita, oxihornblenda, feldespatos y opacos en una matriz vítrea que puede presentar diversos grados de devitrificación, desarrollo de *shards*, textura de flujo (eutaxítica), esferulitos y fragmentos aplanados (*fiammes*) de pumita.



Figura 27. Ignimbritas pliocuaternarias producto de la actividad explosiva de los volcanes situados entre la Plancha 428 Túquerres y la Plancha 447 Ipiales. a) Morfología característica de las ignimbritas al sur de Pueblo Viejo. b) Estructura columnar en las ignimbritas del río Guabo, cerca a la desembocadura del río Verde.

Los cristales de cuarzo, por lo general incompletos, presentan desarrollo bipiramidal con bordes redondeados parcialmente reabsorbidos y vidrio a lo largo de microfracturas e inclusiones ocasionales de rutilo. La plagioclasa se encuentra en cristales tabulares, bien maclados y zonados con coronas de vidrio que siguen la estructura del zonamiento o que marcan el borde del cristal que aparece parcialmente reabsorbidos con embahiamiento; su composición, en cristales no zonados maclados según albita-Carlsbad, corresponde a oligoclasa (An₁₀₋₂₀). El feldespató potásico aparece ocasionalmente en cristales de sanidina (?) – anortoclasa (?) con inclusiones de apatito similares a las que aparecen en la plagioclasa.

La biotita predomina sobre hornblenda, se encuentra en láminas cortas de coloración intensa, por lo general rojiza, y pleocroísmo fuerte a pardo amarillento y puede estar plegada y orientada por el flujo. Cristales de hornblenda aparecen tanto en formas alargadas, tabulares, como en cristales cortos, de color pardo rojizo, pleocroicos, con corona de oxidación marcada por acumulación de opaco finogranular. El opaco más común es magnetita en cristales anhedrales.

La matriz (60 – 70%) es esencialmente vítrea de color pardo, a veces verdoso por devitrificación y puede contener algunos cristales de igual composición a los que aparecen como cristales en la roca; se pueden observar texturas de flujo y esferulitos. La composición del vidrio, por su bajo índice de refracción, se considera que es ácida, probablemente riolítico a riodacítico.

Aunque no se dispone de información química sobre las rocas de los depósitos ignimbríticos en esta área, se considera, por la mineralogía y la naturaleza del vidrio, que son de composición dacítica a riodacítica tal vez con predominio de estas últimas y sólo ocasionalmente se tendrían algunas de composición andesítica como en las muestras cerca de Pueblo Viejo (G8) y a lo largo del río Pacual y en este caso son difíciles de separar de posibles coladas de lavas andesíticas.

Las ignimbritas representan flujos piroclásticos incandescentes relacionados con erupciones volcánicas explosivas y su emisión es en forma de coladas espumosas donde el magma viaja como una masa densa fluidizada a lo largo de canales preexistentes y rellenan los valles y las depresiones para formar mesetas. El volumen extruido puede variar entre unos pocos metros cúbicos y centenares o miles de metros cúbicos y el espesor acumulado está controlado por las geoformas preexistentes.

Los depósitos ignimbríticos en el área de la plancha y regiones circundantes están asociados a estructuras de hundimiento, como calderas y depresiones volcanotectónicas pero su identificación y delimitación es difícil debido a la acumulación de productos piroclásticos recientes que modifican la morfología preexistente, la suavizan y la oscurecen las formas típicas de las antiguas estructuras volcánicas. En algunos sitios, especialmente al occidente de Altaquer y en los alrededores de La Planada (E5), no parece existir una relación directa entre las ignimbritas y los centros de erupción conocidos, lo cual podría indicar que éstas se formaron por erupciones fisurales, aunque no se observan lineamientos que pudieran indicar un control tectónico.

La composición riódacítica de las ignimbritas indica que la corteza continental ha jugado un papel importante en la generación de los magmas que las originaron; éstos pudieron haberse formado a diferentes niveles por fusión parcial, e involucrar localmente corteza oceánica, lo cual explicaría la presencia de líticos accidentales basálticos – diabásicos probablemente del Grupo Diabásico, que formarían el basamento de los volcanes localizados en la Cordillera Occidental.

No se tiene dataciones en los depósitos ignimbríticos del área, pero teniendo en cuenta la historia evolutiva del volcán Azufral (Fontaine, 1994) y hacia el sur de los volcanes Cumbal y Chiles (OLADE, 1982; Ramírez, 1982), se han asignado tentativamente al Plioceno – Pleistoceno. Murcia & Pichler (1987) presentan algunas dataciones radiométricas de las ignimbritas cenozoicas del sur de Colombia y para muestras de ignimbritas dacíticas en el Departamento de Nariño y al este de la Plancha 428 Túquerres, tienen edades K/Ar en biotita entre $5,9\pm 0,3$ Ma y $1,5\pm 0,1$ Ma, por lo general más jóvenes que las indicadas por Kroonenberg et al. (1982) para las ignimbritas riolíticas en el Departamento del Huila para los cuales se obtuvo una edad de $7,1\pm 0,3$ Ma.

4.2.9 Depósitos fluviovolcánicos - laháricos (N₂Q₁fvI)

Se han agrupado en este trabajo bajo el nombre de depósitos fluviovolcánicos – laháricos el paquete de sedimentos clásticos y material volcánico con diferente grado de compactación o cementación que afloran en la parte occidental de la plancha especialmente a lo largo del río Güiza y en la carretera a Tumaco entre las quebradas El Salado (E10) y La Calera (F9) y cuyos afloramientos más representativos se encuentran en el sitio conocido como La Calera (F9) en esta carretera.

La existencia de esta secuencia fluviovolcánica fue reportada inicialmente por Grosse (1935) quien indica una amplia distribución regional en el piedemonte de la cordillera Occidental en el sur de Colombia y cita estratos de conglomerados de hasta 7 m de espesor con clastos de andesitas y rocas eruptivas cretácicas como parte del Eocuaternario volcánico. Sauer (1965) definió en la zona litoral occidental del Ecuador la Formación Cachabí que se extiende hacia límites con Colombia como un conjunto volcánico clástico y que por sus características sería correlacionable con los depósitos fluviovolcánicos de esta plancha.

Estos depósitos están constituidos, en general, por horizontes gruesos de conglomerados subhorizontales con algunos niveles de aglomerados, buzamientos máximos de 5° hacia el W, asociados con depósitos piroclásticos de gran espesor. Estratigráficamente se pueden diferenciar tres horizontes en los cuales el tamaño de los bloques decrece de la base hacia el techo. El nivel inferior reposa discordantemente sobre rocas volcánicas básicas del Grupo Diabásico y está constituido por aglomerados con bloques redondeados de diabasas y andesitas de hasta 1 m de espesor y por tobas líticas de color gris azulado, masivas en capas de hasta 10 m de espesor, los aglomerados son matriz soportados con ceniza fina a media meteorizada que toman un color pardo a pardo amarillento y con acumulación de óxidos de hierro en el contacto entre bloques y matriz que indica un período prolongado de intemperización y presentan una mala selección.

El horizonte medio está constituido por conglomerados en una matriz limo arcillosa y cantos bien seleccionados de diabasas y rocas andesíticas con mayor contenido de estas últimas respecto al horizonte inferior, los bloques alcanzan hasta 0,2 m de diámetro, presentan formas redondeadas a subredondeadas, indicativas de un transporte prolongado, los niveles de conglomerado presentan interestratificadas capas de areniscas finas de color blanco amarillento a amarillo y limolitas arenosas con clastos bien seleccionados de líticos, plagioclasa y cuarzo escaso en matriz arcillosa de color blanco amarillento a gris azulado.

El horizonte superior es esencialmente volcánico con brechas volcánicas y aglomerados con fragmentos angulares a subangulares de andesitas, basaltos(?), escorias basálticas y de rocas diabásicas de tono verdoso a color gris oscuro que provienen del Grupo Diabásico, con matriz (<15%) arcillo arenosa de color blanco amarillento a amarillo; además, se encuentran delgadas capas de tobas líticas con vidrio y cristales accesorios.

El espesor de estos depósitos puede alcanzar más de 200 m a lo largo del río Güiza y son suprayacidos por depósitos piroclásticos tanto del Neógeno – Cuaternario como localmente por depósitos de la actividad más reciente del volcán Azufral y corresponden a acumulaciones en un ambiente de deposición continental de abanicos y llanura aluvial en el piedemonte de la Cordillera Occidental con influencia periódica de un vulcanismo al este, donde la geoforma de abanico es evidente a la escala de las imágenes de satélite y de radar. La edad de estos depósitos es incierta, pero por su posición estratigráfica y características geomorfológicas posiblemente va del Plioceno más reciente al Pleistoceno. La Formación Cachibí en el extremo norte del Ecuador, con la cual podrían correlacionarse estos depósitos, suprayace la Formación Borbón del Mioceno superior – Plioceno (Bristow & Hoffstetter, 1977) y ha sido asignada al Plioceno superior – Pleistoceno (Baldock, 1982).

4.2.10 Andesitas del Cumbal Moderno (Q_{1acm})

La estructura volcánica del Cumbal se encuentra en la Plancha 447 Ipiales (Parra & Velásquez, en preparación), pero los productos de su actividad más reciente se extienden hacia el extremo sur de la Plancha 428 Túquerres donde se conservan algunos de los rasgos superficiales de los flujos lávicos.

El desarrollo del edificio volcánico moderno del Cumbal ha sido objeto de varios estudios, entre ellos, los de Monsalve & Méndez (1988) y Gorman (1997). De acuerdo con el último autor, el edificio volcánico se desarrolló en tres etapas, la más antigua a partir del cráter norte (Punta Vieja), con edad $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de 194.000 años y sus productos se extendieron hacia el norte y el noreste, con una actividad tardía alrededor de 176.000 años.

Una segunda fase de construcción comenzó hace unos 100.000 años, con productos efusivos lávicos que se desprendieron del sector central de la cumbre, cráteres Cumbal, Fogones y Mundo Nuevo; los productos se dispersaron fundamentalmente hacia el sector suroeste, con una etapa tardía de edad menor a 50.000 años. La tercera y última etapa tuvo como centro de efusión el cráter sur, Mundo Nuevo; las lavas constituyentes de esta unidad forman un conjunto que conserva las características de los flujos de lava originales, formas lobuladas, superficies cordadas, lo cual implica que las glaciaciones posteriores no los

afectaron. Según Gorman (1997), la tercera etapa puede tener una edad entre los 25.000 y 15.000 años.

En los trabajos de Monsalve & Méndez (1988) y Gorman (1997), se describen también depósitos de flujos piroclásticos del tipo *surge* y *hot avalanche*, originados por colapsos de columna y fragmentación de un frente de flujo de lava, respectivamente.

La actividad principal del Cumbal ha sido esencialmente lávica con formación de flujos con longitudes de hasta 7 km y espesores de más de 7 m, que algunas veces alcanzaron 15 m. Los flujos piroclásticos son un elemento subordinado en la construcción del edificio.

Litología. Las lavas del Cumbal Moderno se presentan en flujos espesos, con textura porfídica en la cual se destacan fenocristales de plagioclasas (20 – 30%) y ferromagnesianos están presentes en cantidades inferiores al 15%. La matriz le da una coloración gris oscura a gris verdosa a la roca. En algunos afloramientos es posible notar el autobrechamiento de las lavas tanto en el techo como en la base de los flujos individuales, que pueden tener un espesor de 1 a 1,5 m y se caracteriza por su aspecto aglomerático con cantos grises oscuros, centimétricos, aglutinados por una matriz rojiza que alcanza un 30 – 40% de la masa.

Microscópicamente no se aprecian diferencias entre las muestras colectadas en diferentes flujos. Los fenocristales son de plagioclasa, fuertemente zonada, con maclas de albita y albita-Carlsbad, algunas veces con bordes de reacción con la matriz, producidas durante (anillos interiores) o al finalizar la cristalización (bordes). Su composición es variable, pues parece haber dos tipos, uno con cristales subhedrales y otro con cristales fragmentados, la composición corresponde a labradorita (An₇₀) y andesina (An₄₄). El piroxeno se presenta tanto en clinopiroxeno (6 – 8%) como en ortopiroxeno (2 – 3%); una muestra presentó olivino incluido dentro de un fragmento de andesita. El mineral opaco es magnetita, asociado tanto a los piroxenos como a la matriz.

La matriz, en su mayor parte vítrea, de color gris, contiene microlitos de plagioclasa que forman textura fluidal alrededor de los cristales mayores.

Edad. De acuerdo con las dataciones disponibles (Gorman, 1997), el Cumbal Moderno formó su edificio en tres etapas, la más antigua de ellas entre 200.000 y 175.000 años AP, con centro de emisión en el cráter norte o Punta Vieja. La segunda fase comenzó hace 100.000 años y se extendió tal vez hasta hace 25.000 años, con emisión en los cráteres Fogones, Cumbal y Mundo Nuevo. La fase final, formada a partir del cráter Mundo Nuevo, ocurrió probablemente entre 25.000 y 15.000 años AP; esta última etapa parece haber sido simultánea con las últimas emisiones del Chiles, dado el estado de conservación morfológica de las estructuras volcánicas.

4.2.11 Depósitos glaciares (Q_{1dg})

Evidencias de glaciaciones se encuentran en los alrededores del volcán Azufral (F10) y al suroccidente de la población de Túquerres (G8-9, H8-9) en una estructura semicircular abierta hacia el noreste donde se aprecia una geofoma que correspondería a un circo

glacial. Depósitos piroclásticos recientes relacionados al volcán Azufral pueden estar cubriendo evidencias de antiguas glaciaciones en el área, pues éstas han modificado las geoformas pleistocénicas y más antiguas en el Altiplano Nariñense en el borde oriental de la plancha, especialmente alrededor del volcán donde se tienen las alturas máximas, por encima de los 4.000 m. La erupción de ± 17.000 años (Calvache, comunicación escrita 2002) produjo el colapso del edificio volcánico con la formación de montículos al sur del Azufral. Esta erupción dejó un anfiteatro que luego fue modificado por la acción glacial quedando algunas morrenas dentro de esta estructura, como las de las quebradas El Común y Chungel (F11); esto confirmaría la extensión de las lenguas glaciales en el Pleistoceno tardío – Holoceno a estas elevaciones.

Los depósitos morrénicos del Azufral se componen de bloques de lavas andesíticas y lavas de composición similar dispuestas en forma caótica sin ninguna clase de selección, ni de estratificación interna, en una matriz areno arcillosa de color amarillo a blanco amarillento y su continuidad está interrumpida por depósitos piroclásticos recientes.

Las glaciaciones del Pleistoceno tardío cubrieron de hielo la alta montaña andina hasta unos 3.000 m de altura (Thouret, 1983) y en contraste con la poca extensión de hielo existente ahora, sólo algunos remanentes, en el volcán Cumbal, unos 15 km al sur del volcán Azufral, en la Plancha 447 Ipiales, los glaciares debieron haber cubierto extensiones mayores durante su época de máxima extensión – hasta 2.800 m en el tardiglacial y 3.000 m de altura en el Holoceno (van der Hammen, 1964). Sin embargo, la fuerte actividad volcánica del Holoceno produjo o aceleró el deshielo en la región y los productos de este vulcanismo cubrieron, en gran parte, los vestigios de las glaciaciones que afectaron la región.

4.2.12 Lavas recientes del volcán Azufral (Q₁la)

Como unidad litoestratigráfica de origen volcánico se han agrupado los depósitos lávicos de composición predominantemente andesítica que constituyen la base del edificio volcánico actual del Azufral y que está compuesta por lavas andesíticas masivas y en bloques, estas últimas, asociadas a depósitos laháricos y flujos piroclásticos de igual composición. Fontaine (1994) considera que estas lavas de composición andesítica representan la etapa inicial de la actividad actual del volcán Azufral que se inicia con coladas masivas (LV1) que forman la base del edificio volcánico y, posteriormente, las erupciones producen coladas de lavas en bloques (LV2), lavas masivas (LV3) y piroclastitas (CP1) de composición andesítica y que en la removilización de las coladas en bloques y de los flujos piroclásticos producen los depósitos laháricos (L1). La mayoría de estos depósitos lávicos se encuentran al norte de la caldera actual y en gran parte se hayan cubiertos por los depósitos piroclásticos riódacíticos que representan la actividad más reciente del volcán.

Las rocas que constituyen los bloques son similares en todos los depósitos: de color gris medio a oscuro, moteado de blanco, textura porfídica y matriz afanítica. De acuerdo con su composición mineralógica se pueden separar en dos grupos: lavas andesíticas piroxénicas con olivino y lavas andesíticas con biotita y hornblenda; por lo general, contienen dos generaciones de fenocristales en una matriz hialomicroclítica.

Lavas andesíticas piroxénicas. La textura varía en estas lavas andesíticas de porfídica con matriz microlítica a hipidiomórficas, sin orientación fluidal en la mayoría de los casos.

La plagioclasa se presenta en cristales euhedrales a subhedrales incompletos parcialmente reabsorbidos, aspecto turbio debido a numerosas inclusiones de vidrio, maclada según albita-carlsbad y periclina con fuerte zonamiento oscilatorio que puede variar de normal a inverso aun dentro de la misma muestra. En los cristales de mayor tamaño, la reabsorción se marca como coronas que siguen el zonamiento o los planos de exfoliación en el cristal; la composición varía ampliamente en los cristales zonados: An₅₄ en el núcleo hasta An₃₈ en el borde y en cristales poco zonados, la composición es predominantemente de andesina cálcica, en promedio; sin embargo, la gran cantidad de inclusiones dificulta obtener una composición más exacta con métodos ópticos. Algunos cristales contienen inclusiones de piroxeno y opacos.

Los fenocristales de máficos corresponden a orto y clinopiroxenos, y, ocasionalmente, olivino acompañados de minerales opacos, especialmente magnetita, en proporciones variables y puede predominar cualquiera de los piroxenos.

El ortopiroxeno corresponde a hipersteno en cristales anhedrales incompletos, fracturados y parcialmente reabsorbidos, muestra pleocroísmo bien definido de rosado pálido a incoloro o ligeramente amarillo con birrefringencia moderada; en los cristales fracturados se observa acumulación de vidrio y opacos a lo largo de las fracturas y, en algunos casos, un material pardo, no identificado, de alteración, y es común la asociación, hacia el borde de los cristales de ortopiroxeno, cristales más finos de augita y opaco finogranular o en polvo.

Augita en cristales anhedrales redondeados y ocasionalmente de hábito prismático es el clinopiroxeno en todas las muestras analizadas, a veces forma coronas o aureolas incompletas alrededor de hipersteno. Incoloro a verde pálido, no pleocroico, de birrefringencia moderada enmascarada por la presencia de vidrio o inclusiones de vidrio que en algunos casos están cubiertos por reabsorción(?) Gran parte del cristal, por relaciones texturales con el ortopiroxeno, al menos parte pudo haberse formado a partir de éste durante las etapas finales de cristalización. El olivino aparece ocasionalmente en cristales anhedrales redondeados, incoloros, fracturados con abundante opaco en las fracturas y no presenta una relación especial con otros ferromagnesianos.

Los minerales accesorios son opacos (magnetita – ilmenita) tanto asociados a los máficos como a cristales dispersos e inclusiones en plagioclasa y piroxenos. Circón y apatito, en trazas, aparecen diseminados.

La matriz (40 – 70%) varía de hipocristalina o casi totalmente vítrea, con vidrio en parte vesiculado, y presenta algunas vesículas rellenas por cristales anhedrales muy finos de opacos y con orientación fluidal notoria alrededor de los fenocristales, de color pardo amarillento a oscuro, relieve moderado y, ocasionalmente, agrietado o fracturado. El vidrio encierra microlitos de plagioclasa en proporción variable de composición más sódica que la de los fenocristales, piroxenos y opacos, y cuando éste muestra orientación fluidal, los microlitos de plagioclasa aparecen orientados con su dimensión mayor paralela a la

dirección del flujo; la composición de la matriz por mineralogía y naturaleza del vidrio, es de composición andesítica.

Lavas andesíticas con hornblenda – biotita. La textura de estas lavas es hialoporfídica seriada con fenocristales en proporción variable de plagioclasa, biotita, hornblenda; ocasionalmente cuarzo, feldespato potásico y, en menor proporción, minerales opacos en una matriz riódacítica a posiblemente riolítica.

La plagioclasa se encuentra en cristales tabulares no orientados, en parte reabsorbidos tanto en los bordes como a lo largo de fracturas, y abundantes inclusiones de vidrio que le dan

aspecto sucio. Las inclusiones de vidrio se disponen longitudinalmente por los bordes de los cristales, los planos de exfoliación o en forma concéntrica según el zonamiento. Los cristales aparecen bien maclados y fuertemente zonados. La composición en cristales zonados varía de An_{32} en los bordes a An_{42} en el núcleo y la composición promedio corresponde a andesina sódica, alrededor de An_{36} . Aunque no son comunes, presenta inclusiones ocasionales de hornblenda o biotita.

Cuarzo se presenta en cristales anhedrales a subhedrales con bahías e inclusiones vítreas y fracturamiento irregular; por lo general, presenta bordes de reacción en el contacto con la matriz, es un mineral accesorio (< 5%) y falta en algunas muestras. Anortoclasa, en cristales anhedrales empolvados por inclusiones de opacos, es también un mineral accesorio cuando aparece, pero falta en la mayoría de las muestras observadas.

Biotita aparece en cristales tabulares con bordes corroídos, fuertemente pleocroica de color pardo rojizo intenso en la dirección de máxima absorción, aunque el color puede estar oscurecido por las numerosas inclusiones de opacos que a veces lo reemplazan totalmente e indican cambios bruscos en las condiciones de cristalización durante el ascenso del magma que hacen que la biotita formada a profundidad sea reemplazada por óxidos de hierro al disminuir la presión (Deer et al., 1962). Láminas más finas de este mineral ocupan espacios entre cristales de plagioclasa, pueden estar incluidas en este mineral o asociadas a hornblenda.

La hornblenda se presenta en cristales subhedrales tabulares de tamaño variable a veces casi totalmente reemplazada por opacos, ligeramente pleocroica de verde a verde amarillento, con bordes de reacción marcados por acumulación de opacos. En algunas muestras aparecen restos de cristales entre agregados de opacos, de color pardo rojizo que parecen corresponder a oxihornblenda corroída y posiblemente reemplazados por óxidos de hierro al modificarse las condiciones de presión durante el ascenso del magma (Deer et al., 1962). Los minerales accesorios corresponden a magnetita – ilmenita (titanomagnetita) y, ocasionalmente, trazas de circón y apatito.

La matriz (50 – 60%) es hipocristalina con microlitos de plagioclasa y cristales finos de hornblenda y opacos en un vidrio, sin evidencias de flujo, de color pardo oscuro ocasionalmente con vesículas, de relieve moderado a bajo; la composición de la matriz, por su mineralogía, plagioclasas más sódicas que las de los fenocristales y relieve del vidrio, podría ser riódacítica a riolítica.

4.2.12.1 Origen y edad

Aunque los dos tipos de lavas consideradas en el inicio de la actividad volcánica del Azufral son, en términos generales, andesíticas, la variación en la composición mineralógica implica una variación en la composición química con disminución en el contenido de Ca y Al al hacerse más sódica la plagioclasa en las andesitas de hornblenda – biotita, así como en la de Mg^{+2} y Fe^{+2} al pasar de piroxenos a anfíbol o biotita y un aumento de K al formarse la biotita y la aparición de feldespato potásico. Considerando un magma parental andesítico común para ambos tipos de lavas, se tendría una evolución controlada por la separación en las fases iniciales de piroxenos y algo de olivino con plagioclasa cálcica para formar las andesitas piroxénicas y se enriquece el líquido residual en Na, K y Si y a partir de éste se formarían en las etapas siguientes las lavas andesíticas con hornblenda – biotita. Ambos tipos de andesitas, por sus características, pertenecen a las series calcoalcalinas bajas en K de márgenes continentales activas.

Las lavas andesíticas piroxénicas corresponderían a los flujos LV1 y LV2 de Fontaine (1994), mientras que las de hornblenda – biotita a LV3; sin embargo, es de anotar que durante la cartografía efectuada en este trabajo, por la escala, no se efectuó una separación de los diferentes flujos lávicos encontrados en el área y que pudiesen estar relacionados a la construcción del edificio volcánico del Azufral y sólo se separan como unidad litológica de los otros productos volcánicos encontrados: flujos piroclásticos y lahares.

De las lavas basales del edificio actual del volcán Azufral se tienen dos edades radiométricas K/Ar: una de $0,58 \pm 0,03$ Ma (Bechon & Monsalve, 1991) y otra de 0,4 Ma (OLADE, 1982) que corresponderían al principio del Pleistoceno tardío, edad que marca el inicio de la actividad reciente de este volcán (Fontaine, 1994).

4.2.13 Depósito de Cenizas de Rumichaca (Q_{1dcr})

El sector suroriental de la Plancha 428 Túquerres se encuentra cubierto de depósitos arenosos, limo arenosos con intercalaciones de pumitas de caída que pueden alcanzar un espesor de 200 m en la depresión formada por el río Guáitara, al sur Ipiales (Plancha 447 Ipiales), que muestra los mejores afloramientos entre esta población y la localidad fronteriza de Rumichaca de donde se asigna el nombre a estos depósitos (Parra & Velásquez, en preparación).

La unidad se caracteriza por suavizar la topografía en el extremo suroriental de la plancha, en especial las zonas de menor pendiente. La expresión cartográfica de las cenizas sobre el mapa se minimiza, pero la unidad tiene espesores mínimos de 2 a 10 m en el sector oriental de la plancha, aun en las vertientes de los antiguos edificios volcánicos.

El depósito se compone de capas de caída de ceniza y pómez de espesor variable entre unos pocos centímetros y más de dos metros, que se intercalan con capas de espesor decímetro, formadas por arenas finas y limos, producto de transporte eólico de cenizas volcánicas. Además, algunas intercalaciones subordinadas de depósitos aluviocoluviales que revelan condiciones climáticas secas durante la deposición de todo el conjunto.

El componente eólico es el resultado de una actividad volcánica muy intensa ocurrida en el cuaternario reciente en los volcanes de la Sierra Ecuatoriana, allí se conoce esta unidad con el nombre de Cangagua. La deposición de la unidad estuvo acompañada de condiciones climáticas secas, que permitieron que después de cada erupción volcánica grande, el paisaje permaneciera con características semidesérticas para favorecer el arrastre de las fracciones finas por el viento y su posterior deposición. En todas las capas de loess se aprecia una estructura de tubos, de un milímetro o menos de diámetro que indica que al momento de la caída de las partículas, existía una vegetación que quedaba sepultada.

La edad de las cenizas volcánicas poligénicas de Rumichaca es muy amplia en términos de tiempo, pues abarca desde finales del Plioceno, por reposar discordantemente sobre las Lavas Andesíticas del Guáitara, hasta el Reciente, por incluir suelos posteriores a la erupción del Soche (Parra & Velásquez, en preparación).

4.2.14 Domos del volcán Azufral (Q₂da)

Algunos de los eventos explosivos que caracterizan la actividad reciente del volcán Azufral estuvieron relacionados al emplazamiento de un complejo de domos al interior de su cráter. Este complejo dómico está compuesto por cuatro generaciones; la más antigua forma el borde occidental del cráter y está separado actualmente de las otras tres por una zona lacustre de color verde (Figura 28) denominada Laguna Verde. La estratigrafía detallada de estos domos, así como la caracterización mineralógica y geoquímica fue efectuada por Fontaine (1994).

Los domos presentan una mineralogía similar (Tabla 9) y sólo se observan diferencias menores en la proporción relativa de los minerales presentes; están constituidos por rocas porfídicas con 30 – 40% de fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y opacos, en una matriz hipocristalina formada por vidrio y microcristales de los mismos minerales que aparecen en los fenocristales, y predominan microlitos de plagioclasa.

La textura es vesicular ligeramente fluidal y, en muchas muestras, los fenocristales de hornblenda, biotita y plagioclasa están agrupados y definen una textura glomeroporfídica. El vidrio en la matriz, por lo general está fresco y sólo ocasionalmente presenta evidencias de devitrificación causada probablemente por efectos de la humedad o por acción fumarólica (Fontaine, 1994), pero no se observan evidencias de acción hidrotermal. La composición litológica, basada en la mineralogía, corresponde a cuarzolatitas o a dacitas (Figura 29) si se considera una composición de la plagioclasa $An > 10$, pero si ésta es más sódica, corresponderían a riodacitas.

La plagioclasa presenta hábito tabular en cristales subhedrales, rara vez euhedrales, por lo general maclados según albita-carlsbad y periclina, y con zonamiento normal bien definido del núcleo hacia los bordes del cristal. Algunos cristales zonados presentan abundantes inclusiones de vidrio tanto orientadas o controladas según los planos de macla como en formas irregulares, y son más numerosas y de menor tamaño las primeras. Además, en el borde de algunos cristales se observan evidencias de reabsorción por parte de la matriz; configuran cristales de bordes irregulares, no rectos, y donde no es tan notorio el zonamiento que caracteriza los cristales con escasas inclusiones de vidrio. El zonamiento e



Figura 28. Domos del volcán Azufraal, Laguna Verde y Laguna Negra.

Tabla 9. Análisis modales de domos del volcán Azufral.

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Fenocristales																	
Cuarzo	2	2	2	2	2	2	2	2	7	6,5	7	9,3	8,4	2,4	3,1	0,9	3,0
Plagioclasa	16	20	21	23	25	21	19,5	16	23	22,5	16	19,6	24,5	15,5	20,3	18,1	14,6
Hornblenda	4,5	3	3	5	6	7	5	3	2	2,5	2	2,9	3,0	6,1	8,3	7,9	8,1
Biotita	2,5	3	2	3	4	3	1,5	2	5	4	3	3,5	3,9	3,6	4,1	2,9	4,2
Opacos	2,5	2	2	2	2,5	2	2	2	3	2	2	2,6	3,1	2,1	1,9	2,6	2,5
Accesorios ❖①	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	Tr	Tr	0,1	Tr	Tr
An plagioclasa	Ni	Ni	Ni	Ni	Ni	Ni	Ni	Ni	Ni	Ni	Ni	Nd	16	22	14(?)	20	18
Matriz																	
Vidrio	60	45	50	35	52,5	45	55	-	45	50	55	48,61	53,1	54,4	41,7	54,8	67,6
Cristales ❖	12,5	25	20	30	10	20	15	75	15	10	10	13,4	4,0	15,9	20,6	12,8	13,6

❖ Incluye circón y apatito

❖ Principalmente plagioclasa con algo de cuarzo, biotita, hornblenda y opacos

Ni – No indicado

Nd - No determinado

Tr Trazas

Muestras 1 – 11 Fontaine, 1991, Tabla 3: 1 generación 1; 2 – 3 generación 3; 4 – 8 generación 2, 9 – 11 generación 1

Muestras 12 – 17 este trabajo: 12 – 13 al W de Laguna Verde; 14 – 17 al E y NE de Laguna Verde

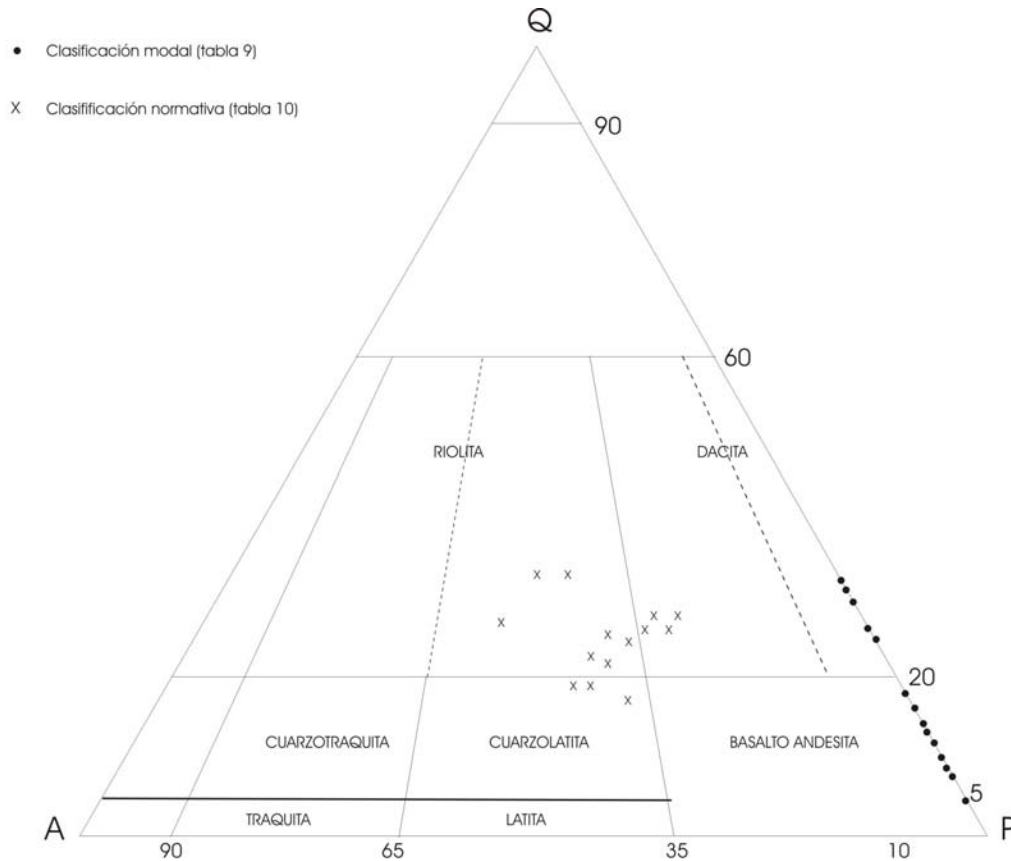


Figura 29. Diagrama QAP que indica la composición modal de los domos del Azufral (campos de Streckeisen, 1978).

inclusiones hacen difícil precisar su composición, pero en cristales no zonados, ésta varía entre oligoclasa cálcica y andesina sódica.

Los fenocristales de cuarzo son anhedrales, por lo general de formas redondeadas e irregulares con abundantes bahías y microfracturas a lo largo de las cuales se observan efectos de reabsorción y son comunes inclusiones finas de vidrio cerca a las zonas más fracturadas del cristal.

Los fenocristales de biotita son euhedrales a subhedrales no orientados y tienden a asociarse a los de hornblenda y plagioclasa para definir una textura glomeroporfídica, presentan inclusiones de opacos y evidencias de oxidación; pleocroica de X= pardo amarillo a Y= Z= pardo rojizo con fuerte absorción. La hornblenda se asocia a la biotita y plagioclasa en cristales anhedrales a subhedrales de hábito tabular con bordes irregulares o incompletos por reabsorción; pleocroica de X= pardo verdoso a Y= verde y Z= pardo, con opacos asociados. El accesorio predominante es un opaco (magnetita) y aparece asociado a minerales máficos así como en cristales dispersos; ocasionalmente se encuentran cristales incompletos de circón o apatito.

Fontaine (1991) presenta información sobre la composición geoquímica de estos domos y considera que, aunque en términos generales no hay diferencias marcadas entre las distintas generaciones de domos, éstas se acentúan cuando se describe la composición en diferentes diagramas binarios. Utilizando la información analítica de Fontaine (1991, Tabla 10) en el diagrama TAS (Figura 30) se observa que éstos son de composición riodacítica y subalcalinas (Figura 31), aunque por acción fumarólica es posible que estas rocas hayan perdido parte del $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Utilizando los diagramas AFM y CNK (Figura 31) se observa claramente una tendencia calcoalcalina característica de márgenes continentales activos.

Aunque no se tienen dataciones radiométricas de estos cuerpos dómicos, su relación con los depósitos piroclásticos recientes del volcán AzufraI y su estructura actual, permite localizarlos en el tiempo con respecto a las edades conocidas para los depósitos piroclásticos. Para Fontaine (1991), los domos más antiguos (generación 1) serían anteriores o singenéticos con el flujo de detritos y el flujo piroclástico de 3.600 años AP puesto que éstos engloban y re trabajan fragmentos de estos domos, pero no es posible determinar si existían al momento del flujo piroclástico de 4.045 años puesto que no se han encontrado fragmentos de estos domos en ellos.

La segunda generación de domos se emplazó con posterioridad al flujo piroclástico de 3.600 años AP y antes del flujo de detritos del Espino (L2) (Fontaine, 1991, 1994) y fue seguido por el emplazamiento de dos nuevas generaciones de domos (3 y 4, Fontaine, 1991) de las cuales a la última se relaciona la actividad fumarólica actual.

La composición riodacítica de los últimos productos de la actividad volcánica del AzufraI sería consecuencia de la cristalización fraccionada de un magma más básico, probablemente andesítico, teniendo en cuenta la composición de las lavas más antiguas relacionadas a la estructura del edificio volcánico y la variación en la composición de los cuerpos dómicos, más félsica. La generación 1 (Fontaine, 1991) podría estar relacionada a un mayor grado de contaminación cortical y de introducción de un nuevo magma a la cámara magmática (generación 2) que sufre cristalización fraccionada y cambia su composición a través del tiempo (generación 3 – 4).

4.2.15 Depósitos piroclásticos (Q_{2dp})

La configuración geológica de la parte oriental de la Plancha 428 Túquerres está relacionada con la acumulación de depósitos piroclásticos recientes provenientes del volcán AzufraI; estos mismos depósitos suavizan la geomorfología hacia el occidente a lo largo de los cauces de varios de los ríos que nacen en este volcán donde en pequeños valles u hondonadas se han acumulado sobre las rocas más antiguas que conforman el flanco occidental de la Cordillera Occidental.

Tabla 10. Análisis químicos en los domos del volcán Azufra (Fontaine, 1991).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	69,28	67,97	68,40	67,37	69,11	68,53	68,41	68,80	67,94	68,67	69,96	72,32
TiO ₂	0,43	0,42	0,43	0,41	0,42	0,41	0,42	0,43	0,46	0,40	0,36	0,38
Al ₂ O ₃	15,12	15,76	15,67	15,79	15,64	15,52	15,70	15,32	15,38	15,65	15,62	14,87
Fe ₂ O ₃	3,74	3,68	3,78	3,94	3,72	3,54	3,70	3,66	4,06	3,44	2,77	2,76
MgO	1,38	1,45	1,43	1,51	1,32	1,37	1,39	1,26	1,51	1,18	0,98	0,88
CaO	3,30	3,76	3,75	3,77	3,58	3,66	3,67	3,37	3,68	3,40	3,19	2,54
Na ₂ O	3,51	3,58	3,47	3,47	3,57	3,57	3,33	3,40	3,39	3,43	3,73	3,59
K ₂ O	2,29	2,17	2,25	2,14	2,29	2,20	2,25	2,22	2,20	2,41	2,23	2,57
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,15	0,15	0,14	0,14	0,15	0,14	0,0	0,14	0,09	0,07
PPI	0,26	0,63	0,61	0,56	0,29	0,24	0,38	0,61	0,16	0,32	1,09	0,33

K	19.010	18.014	18.678	17.765	19.010	18.263	18.678	18.429	18.263	20.006	18.512	21.234
Rb	54	51	52	51	53	51	53	54	53	56	52	59
Sr	394	430	414	432	408	423	412	403	410	418	441	334
Nb	6,2	6,6	6,6	6,0	5,5	6,8	6,9	6,8	7,0	7,0	6,1	7,2
Zr	101	101	99	101	100	100	100	99	100	104	100	104
Ti	2.578	2.518	2.578	2.638	2.518	2.458	2.518	2.578	2.758	2.398	2.158	2.278
Y	12	13	12	13	13	11	12	11	14	12	10	10

Elementos mayores y menores en %, trazas en ppm

Fe₂O₃* hierro total como Fe₂O₃

Numeración muestras corresponde a la Tabla 9.

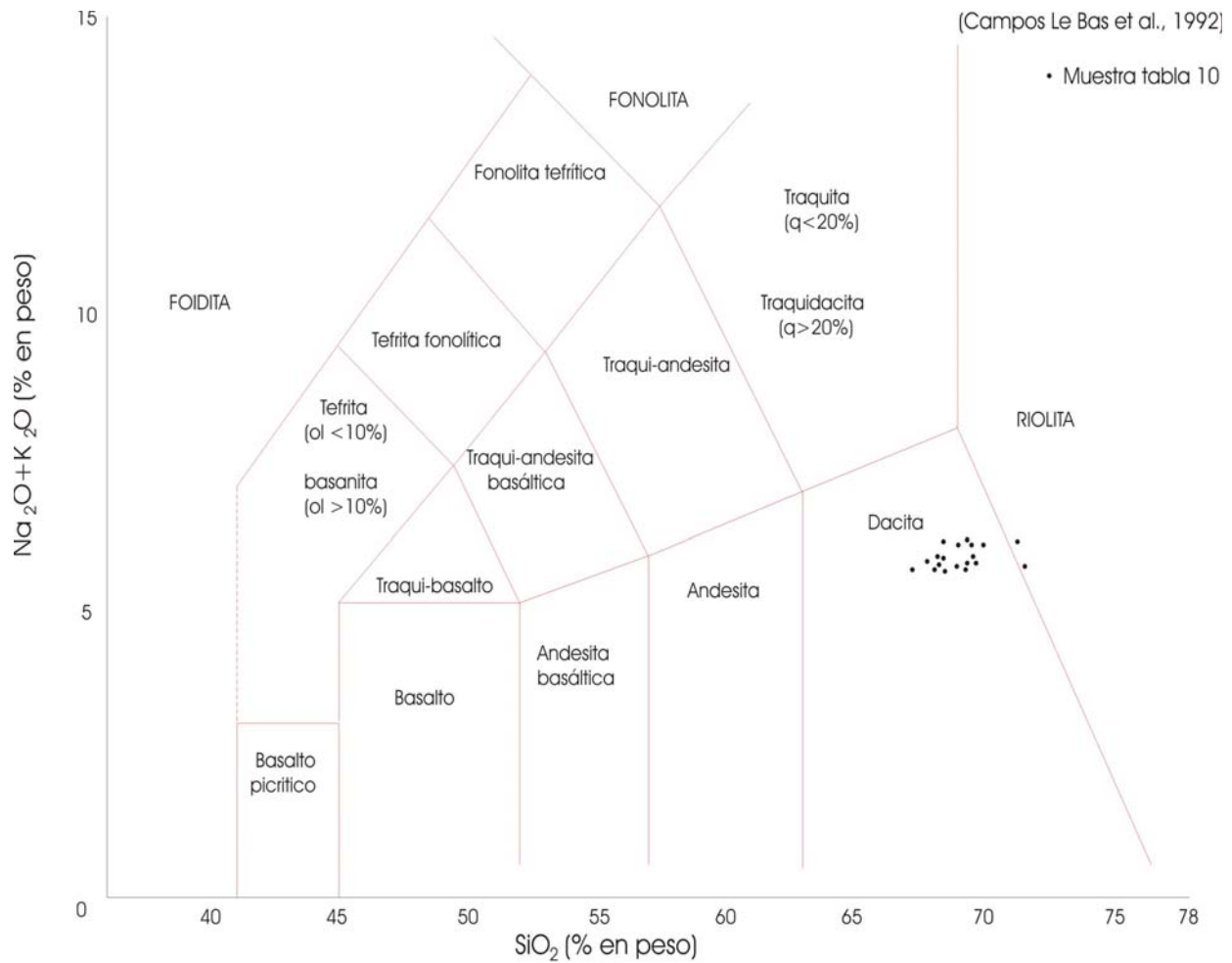
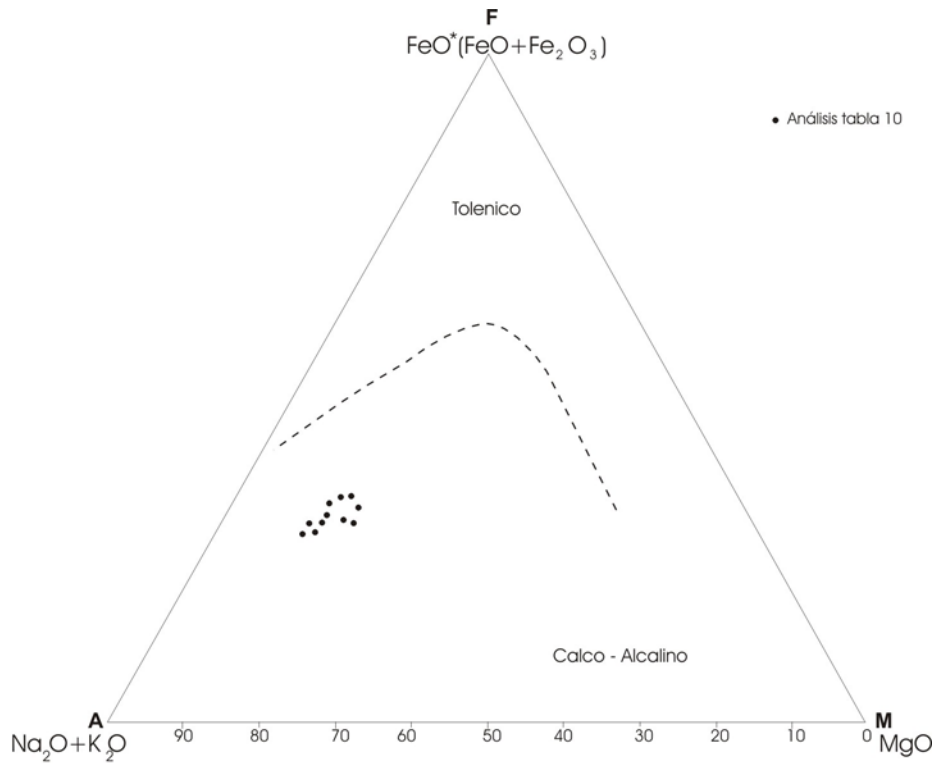
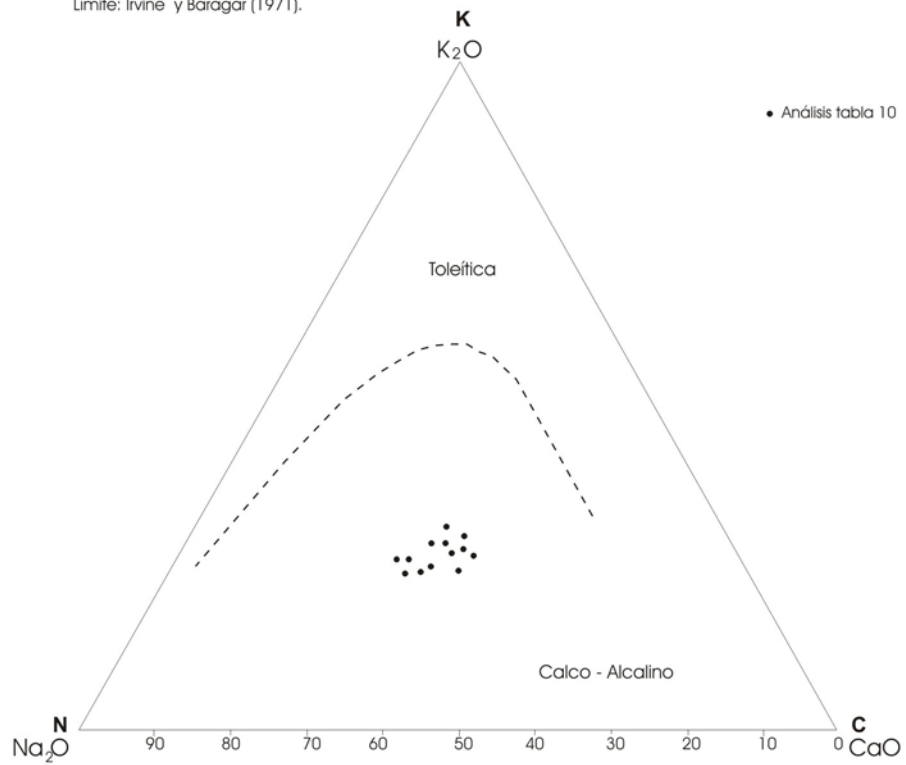


Figura 30. Clasificación en diagramas TAS de las rocas volcánicas de los domos del volcán AzufraI.

La cartografía geológica detallada de los depósitos piroclásticos recientes del volcán AzufraI ha sido objeto de diferentes estudios en los últimos años (OLADE, 1982; Ramírez, 1982; Bechon & Monsalve, 1991; Betancur & Correa, 1992; Fontaine & Stix, 1993; Fontaine, 1994; Calvache et al., 2000) y, aunque en ellos se observa un enfoque diferente de acuerdo con los objetivos y escala del trabajo, es claro que los depósitos representan varios períodos de actividad del volcán y que dentro de cada uno de éstos se puede registrar la deposición sucesiva de varias unidades, a veces separadas por períodos de quietud que quedan registrados como intervalos de meteorización o de erosión. Según Fischer & Schmincke (1984), una unidad de erupción corresponde a un depósito definido por una acumulación de material volcánico a partir de un pulso, una fase eruptiva o una erupción, y con la combinación de los criterios de clasificación de estos autores y de Cas & Wright (1983), el nombre de cada unidad se ha asignado con base en su origen de deposición, su composición y granulometría (Tabla 11).



Límite: Irvine y Baragar (1971).



Límite: Irvine y Baragar (1971).

Figura 31. Diagramas AFM y CNK para rocas volcánicas de los domos del volcán Azufra.

Tabla 11. Características de los depósitos piroclásticos.

Tipo depósito	Distribución	Selección	Estructura	Composición	Mecanismo fragmentación	Origen
Caída	Elíptica o en abanico, fuente en el foco.	Buena, mediana variable con la distancia.	Estratificación paralela. Sigue contorno topográfico. Gradación normal o inversa.	Pómez, líticos y cristales.	Magmático. Freatomagmático.	Columnas de erupción.
Flujo	Radial a partir del cráter, relleno de canales, confinado a bajos	Pobre a muy pobre. Mediana variable.	Masivo. Gradación normal o inversa. Canales de desgasificación.	Pómez, líticos, cristales.	Magmático. Freatomagmático	Derrames, domos, lavas o explosión dirigida.
Oleadas	Radial a partir del cráter.	Buena. Mediana variable.	Estratificación cruzada, ondulada, paralela. Masiva lejos de la fuente.	Líticos accesorios juveniles. Pomez y cristales.	Magmático. Freatomagmático	Colapso de columnas. Base o techo de flujos piroclásticos.

Según su forma de deposición, la secuencia piroclástica está constituida por depósitos sin consolidar o poco consolidados de flujos, oleadas y caída(?), cuyas características se indican en la Tabla 11, conformados por proporciones variables de pómez, líticos y cristales que de acuerdo con su origen pueden ser juveniles, accesorios o xenolitos. El tamaño de los constituyentes varía ampliamente, así como su distribución a lo largo del depósito.

En el mapa geológico de la Plancha 428 Túquerres, debido a la escala de trabajo, los depósitos piroclásticos recientes del volcán Azufral han sido agrupados como una sola unidad de cartografía; sin embargo, el conocimiento actual de este volcán y, en especial, los estudios estratigráficos detallados del área (Betancur & Correa, 1992; Fontaine, 1994; Calvache et al., 2000) indican que existen varias unidades cuya correlación en los diferentes trabajos mencionados se indica en la Figura 32. Las características principales: distribución, clasificación, composición y características petrográficas de cada una de estas unidades, de la más reciente a la más antigua, se presentan a continuación de acuerdo a los trabajos efectuados por el Observatorio Vulcanológico de Pasto en área de influencia del volcán Azufral (Calvache, comunicación escrita 2003).

La geología y estratigrafía de los depósitos de los últimos 20.000 años del volcán Azufral (Tabla 12) está definida por seis unidades estratigráficas constituidas principalmente por secuencias de flujos piroclásticos de ceniza y bloques, de ceniza y pómez y oleadas piroclásticas, con amplia distribución en el área e importantes espesores, lo que permite concluir que la actividad del estratovolcán Azufral ha sido altamente explosiva.

A partir de la identificación y caracterización de los depósitos reconocidos en el área de influencia del Volcán Azufral, se reconstruyó su estratigrafía con base en información obtenida a partir de 30 dataciones realizadas por el método de ^{14}C , pudiéndose definir las siguientes unidades estratigráficas.

4.2.15.1 Unidad Túquerres (UT)

La Unidad Túquerres está constituida por depósitos de flujos y de oleadas de piroclastos con espesores máximos observados hasta de 3,50 m, son correlacionables con depósitos de las unidades AF1 y AF2 de Betancur y Correa (1992) y con la unidad CP2 de Fontaine (1994). Afloran al oriente y al suroriente del Volcán Azufral, los mejores afloramientos se encuentran localizados sobre los taludes de los caminos de las veredas San Roque (F12), El Chamarro (F12), Tutachá (F11) y El Manzano (F12), en la carretera Túquerres (F12) - Santander de Valencia (G12); en el carreteable a la Laguna Verde (F10 -11) en la parte alta de la vía Túquerres-Samaniego, en el sector de los Pulises sobre la vía El Espino (G11) – Panamal G10) y en la carretera Guachavés (C11)- La Planada (E10), en el sector de Chapuésquer (D10), al norte del volcán, donde constituye la base de la secuencia. En la base de las oleadas piroclásticas en la zona de Santander de Valencia se encuentran fragmentos pequeños de madera carbonizada, datados por ^{14}C (Tabla 12), con una edad de

17.970± 190 años A.P. Esta unidad también incluye un depósito de avalancha de escombros localizado al sur del área de estudio, desde el nacimiento de la quebrada Chimangual al sur occidente hasta las cercanías de la quebrada El Común al sur oriente en elevaciones entre

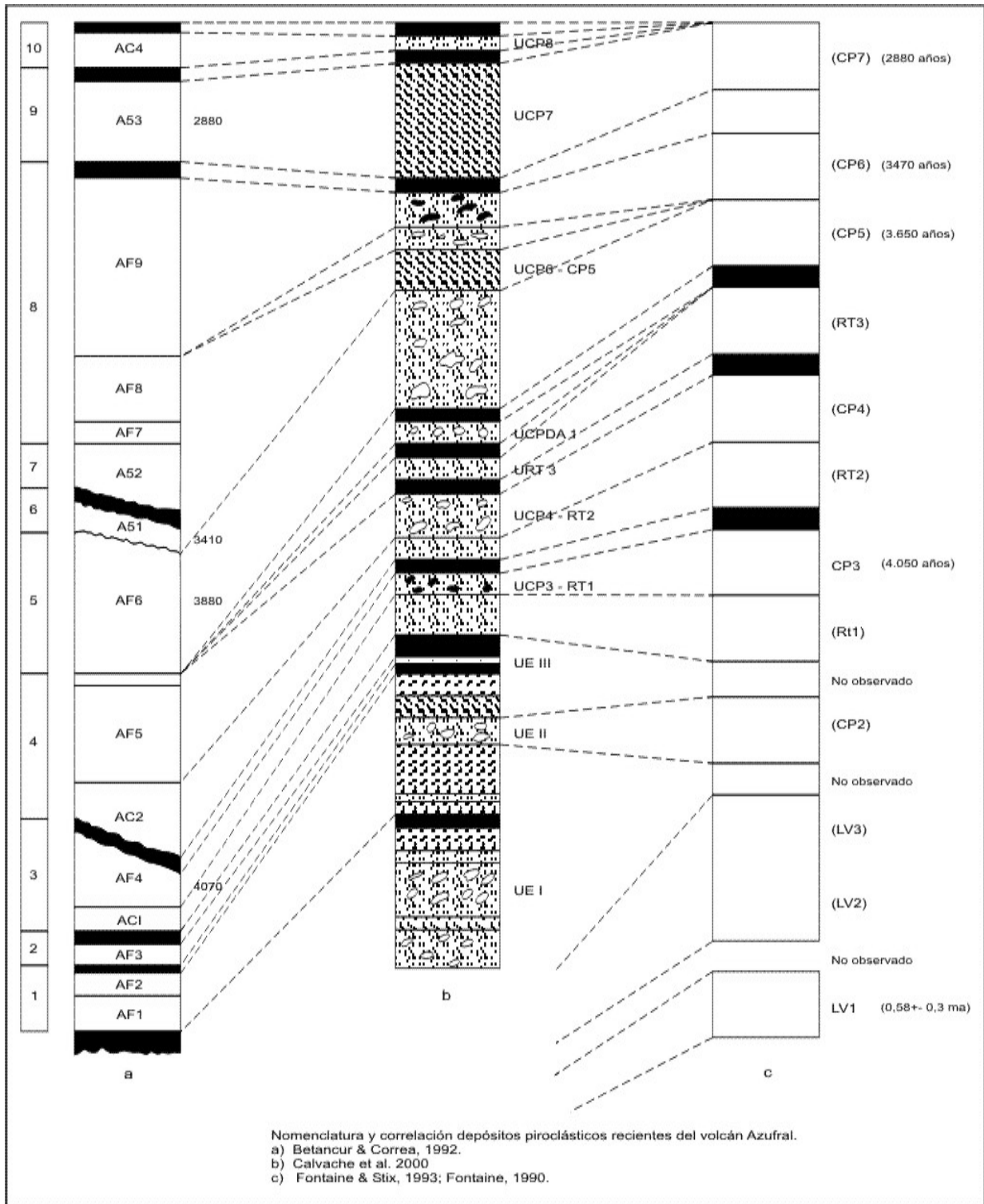


Figura 32. Nomenclatura y correlación depósitos piroclásticos del volcán Azufra.

Tabla 12. Edades K/Ar y ^{14}C en depósitos piroclásticos y lavas del volcán Azufreal.

Muestra	Método	Depósito	Edad	Referencia	Observaciones *
Col.52	K/Ar	Lava basal	0,4 Ma	OLADE, 1982	
Col.3	K/Ar	Lava	4,2 Ma	OLADE, 1982	
Col51	^{14}C	Flujo piroclástico	3.800±100 años	OLADE, 1982	CP6-CP5
Col24	^{14}C	Flujo piroclástico	2.880±200 años	OLADE, 1982	CP7
	^{14}C	Flujo piroclástico	4.070±90 años	Bechon & Monsalve, 1991	
	^{14}C	Flujo piroclástico	3.410±90 años	Bechon & Monsalve, 1991	
	K/Ar	Lava	0,58±0,03 Ma	Bechon & Monsalve, 1991	
JS-92-51	^{14}C	Flujo piroclástico	3.470±60 años	Fontaine, 1994	CP6
JS90-30	^{14}C	Flujo piroclástico	3.450±70 años	Fontaine, 1994	CP5-CP6
JS-90-15	^{14}C	Flujo piroclástico	3.660±70 años	Fontaine, 1994	CP5
JS-90-77	^{14}C	Flujo piroclástico	3.680±60 años	Fontaine, 1994	CP5
JS-90-72	^{14}C	Flujo piroclástico	3.780±80 años	Fontaine, 1994	CP5
JS-90-50	^{14}C	Flujo piroclástico	3.990±60 años	Fontaine, 1994	CP3RT1
JS-90-59	^{14}C	Flujo piroclástico	4.100±70 años	Fontaine, 1994	CP3RT1
AZ-10-1	^{14}C	Flujo piroclástico	290±80 años	Cortés & Calvache, 1997	
AZ-10-2	^{14}C	Flujo piroclástico	30±60 años	Cortés & Calvache, 1997	
AZ-10-3	^{14}C	Flujo piroclástico	90±100 años	Cortés & Calvache, 1997	
AZ-15-1	^{14}C	Flujo piroclástico	3.930±80 años	Cortés & Calvache, 1997	La Calera-CP3RT1
AZ-15-2	^{14}C	Flujo piroclástico	4.090±±70 años	Cortés & Calvache, 1997	La Calera-CP3RT1
AZ-16-1	^{14}C	Flujo piroclástico	3.590±70 años	Cortés & Calvache, 1997	San Roque-CP5
AZ-17-1	^{14}C	Flujo piroclástico	3.680±50 años	Cortés & Calvache, 1997	El Chilpe-CP5
AZ-18-1	^{14}C	Flujo piroclástico	3.550±140 años	Cortés & Calvache, 1997	Sapuyes-CP6
NB90A-10	^{14}C	Flujo piroclástico	3.915±90 años	Banks et al.,1997	
NB-90A-	^{14}C	Flujo piroclástico	3.750±90 años	Banks et al.,1997	
AZ-22	^{14}C	Flujo piroclástico	3.550±80 años	Calvache, 1999	
AZ-28-1	^{14}C	Flujo piroclástico	3.750±70 años	Calvache, 1999	
AZ-29	^{14}C	Flujo piroclástico	3.560±60 años	Calvache, 1999	
AZ-101	^{14}C	Flujo piroclástico	3.590±70 años	Calvache, 1999	
AZ-123	^{14}C	Flujo piroclástico	3.630±80 años	Calvache, 1999	
AZ-153	^{14}C	Flujo piroclástico	3.540±70 años	Calvache, 1999	
AZ-158	^{14}C	Flujo piroclástico	3.500±50 años	Calvache, 1999	

* Nomenclatura de los depósitos según Calvache et al. (2000).

3.100 y 3.000 m.s.n.m. presentan una morfología de pequeños montículos aislados unos de otros.

4.2.15.2 Unidad La Calera (ULC)

Esta unidad está constituida por depósitos de flujos de ceniza y bloques, de ceniza y pómez y por un nivel de oleadas de piroclastos localizado hacia la base, con un espesor total estimado en 10 m.

Estos depósitos afloran principalmente al occidente y sur occidente, al sur, al oriente, norte y nororiente del volcán Azufra, sobre los taludes de la carretera Túquerres (F12) - Laguna Verde (F10) y en el camino que conduce desde la Cabaña de Corponariño a Potrerillos (F12), en estas últimas localidades se localizan hacia la base de la secuencia piroclástica. Estas capas han sido denominadas por Betancur y Correa (1992) como AC1 y RT1 por Fontaine (1994). Los depósitos de la unidad ULC, han sido datados en 3.990 ± 60 años A.P. por Fontaine (1994) en muestras colectadas cerca al caserío de Chambú (F9), en 4.090 ± 70 años A.P. en el desarrollo de este trabajo, en depósitos localizados en el sector de La Calera y en 4.070 ± 90 años A.P. por Bechon y Monsalve (1991).

4.2.15.3 Unidad La Cortadera (ULCo)

La unidad La Cortadera está constituida principalmente por depósitos de flujos de ceniza y pómez intercalados con depósitos de oleadas de piroclastos, con un espesor total estimado en 9 m. Esta unidad es una de las de más amplia distribución, aflorando en toda el área próxima al cráter del volcán Azufra y aún en áreas distantes como Páramo de Chapuesquer (D10) al norte, La Oscurana (E9) al occidente y El Tambillo (H8) en la vía a Miraflores, al suroccidente del volcán Azufra, cerca del volcán Cumbal (Pincha 447 Ipiales). Los afloramientos más representativos se localizan al oriente, en los sectores de La Cortadera y de la quebrada Chaitán (F11), y al occidente, en Guaicés (F10), donde se observa la secuencia completa, constituida por dos depósitos de oleadas y dos de flujos de piroclastos. Suprayace un paleosuelo arenoso, de color negro y de pocos centímetros de espesor. Esta unidad es correlacionable con AC2, AC3 y AF5 de Betancur y Correa (1992) y RT2, RT3 y CP4 de Fontaine (1994). Dataciones de ^{14}C (Tabla 12), realizadas en este trabajo, en las localidades de La Calera y la quebrada El Arrayán Salado (F9), arrojan edades para estos depósitos de 3.930 ± 80 y 3.920 ± 70 años A.P.

4.2.15.4 Unidad El Espino (UEE)

Corresponde a una secuencia de depósitos piroclásticos entre los que se destacan depósitos de flujos de ceniza y pómez, de oleadas piroclásticas, un depósito de flujo de escombros y lahar (Figura 33a y b).

Los depósitos de esta unidad en los diferentes niveles muestran, generalmente, una pobre selección en una matriz tamaño lapilli medio a ceniza fina, se encuentran fragmentos de lapilli grueso hasta bloques subredondeados a subangulares de más de 50 cm de diámetro distribuidos en forma no homogénea a través de todo el espesor del depósito. El análisis

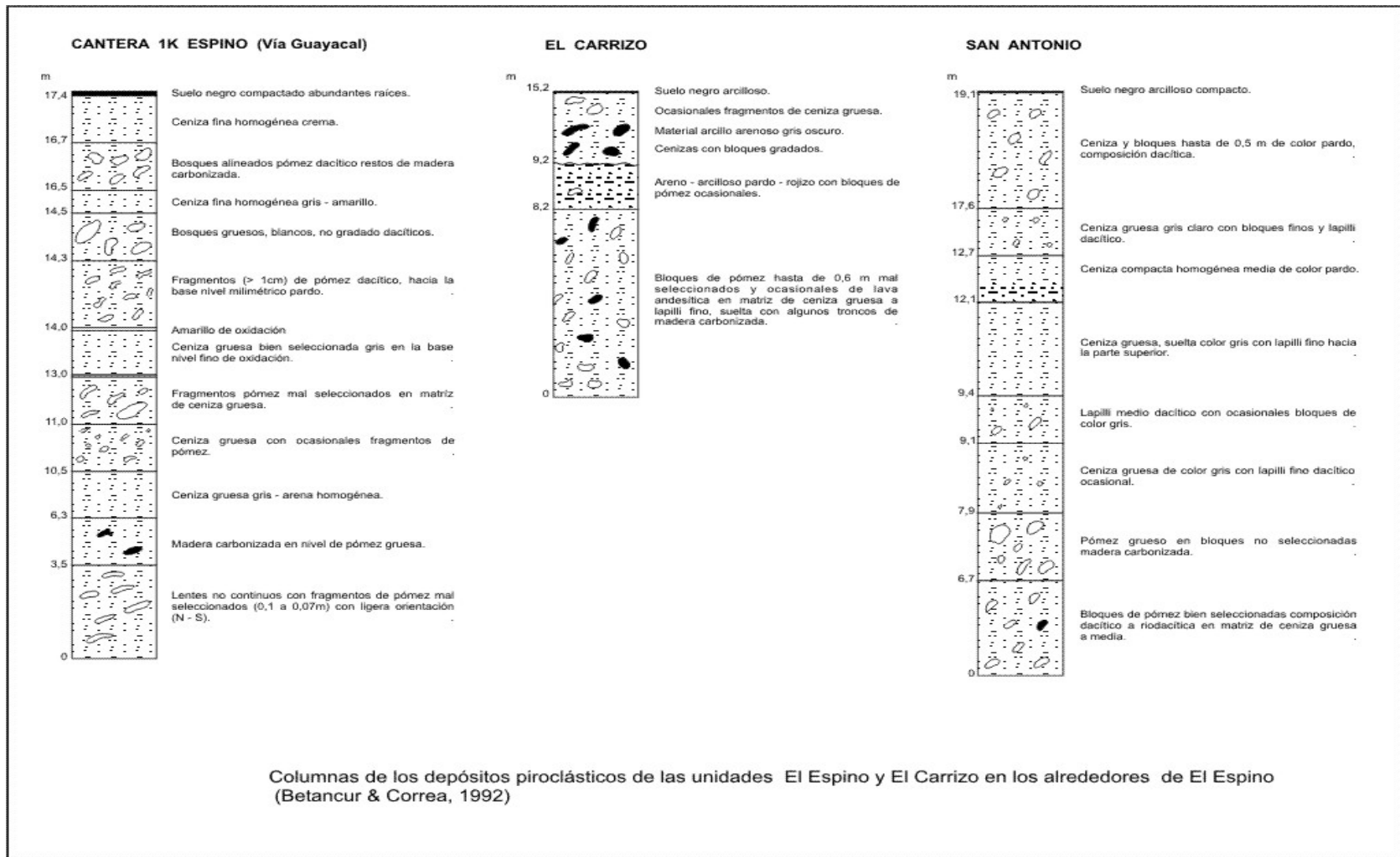


Figura 33a. Columna de los depósitos piroclásticos de las unidades El Espino y El Carrizo en los alrededores de El Espino

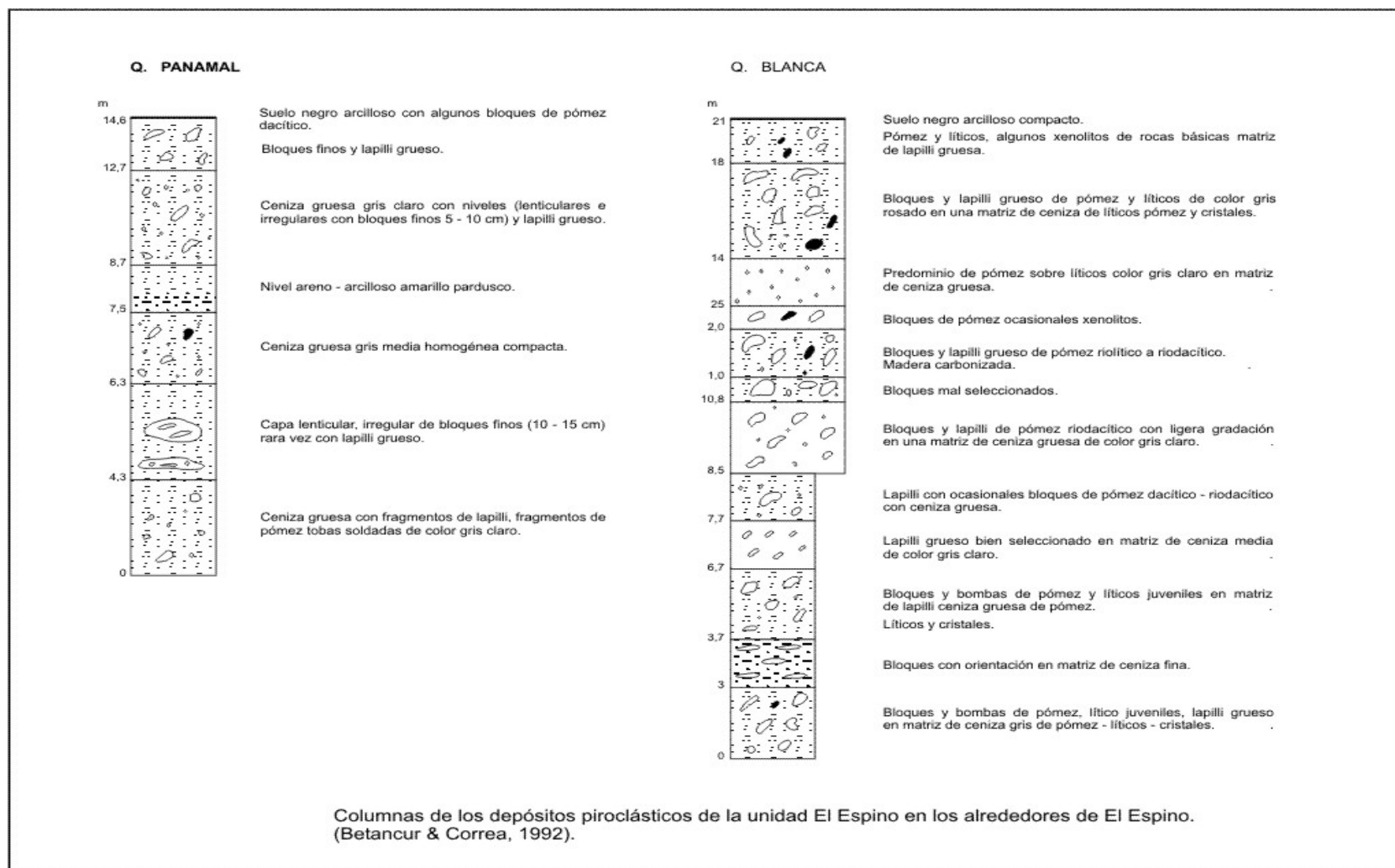


Figura 33b. Columna de los depósitos piroclásticos de la unidad EL Espino en los alrededores de El Espino.

petrográfico de los fragmentos juveniles, especialmente de pómez, permitió determinar su composición y las características de las principales fases presentes: feldespatos, biotita, hornblenda, cuarzo y magnetita, apatito y circón.

La composición de la pómez en los diagramas de Streckeisen (Figura 34) para una plagioclasa sódica corresponde a la de riolitas, mientras que para una plagioclasa con An10 correspondería a dacitas y ocasionalmente andesitas. La dificultad en identificar la plagioclasa con exactitud en gran parte de las muestras analizadas impide precisar la identificación petrográfica de estas rocas y por ello, en general, se habla de una composición riódacítica .

La UEE presenta una distribución tan amplia como la de la Unidad La Cortadera. Se reconoce desde el sector norte, hasta el suroriente, llegando hasta el río Sapuyes y hasta el sector occidental en la cuenca del río Güiza y afluentes como la río Verde. Los afloramientos más representativos se localizan a lo largo de la cuenca del río Azufral, sobre la vía Túquerres-Tumaco, en el sector Espino (G11) - Panamal (G11) y en alrededores de la Laguna Verde (F10). Los depósitos de esta unidad se encuentran rellenando los valles de los ríos y quebradas que nacen en el volcán Azufral con espesores observados de más de 10 m, sin alcanzar la base de estos. Esta secuencia es correlacionable con la unidad denominada AF6 por Betancur y Correa (1992) y CP5 por Fontaine (1994).

Es muy común encontrar en estos depósitos fragmentos de madera carbonizada, lo cual ha permitido obtener varias dataciones de esta unidad (Tabla 12). Fontaine (1994) y Fontaine y Stix (1993) promedian una edad de 3.650 años A.P., para su emplazamiento. En dataciones realizadas en el desarrollo de este trabajo se reportan edades ^{14}C entre 3.750 ± 70 y 3.500 ± 50 años A.P.

4.2.15.5 Unidad El Carrizo (UEC)

La unidad El Carrizo está constituida por un depósito de flujo de ceniza y bloques (Figura 33b) que aflora en forma muy localizada, al suroriente del volcán Azufral, hacia el sector de Panamal (G10) y Aduanal (G11) siguiendo las márgenes de las quebradas El Carmelo (G10) y El Carrizo (G11).

Se trata de un depósito de flujo de ceniza y bloques, con un espesor de 6 m máximo observado. En este depósito es común encontrar madera carbonizada, que ha arrojado una edad de 3.470 ± 60 años AP (FONTAINE, 1994). Este depósito es correlacionable con el depósito AF9 de Betancur y Correa (1992) y con CP6 de Fontaine (1994).

4.2.15.6 Unidad Laguna Verde (ULV)

La unidad Laguna Verde corresponde a los depósitos piroclásticos, asociados a la actividad más reciente del volcán Azufral. Los depósitos más característicos se localizan en sectores próximos al volcán, como la parte alta de la carretera Túquerres-Laguna Verde, sobre el camino que del cráter conduce a la localidad de La Planada (E10).

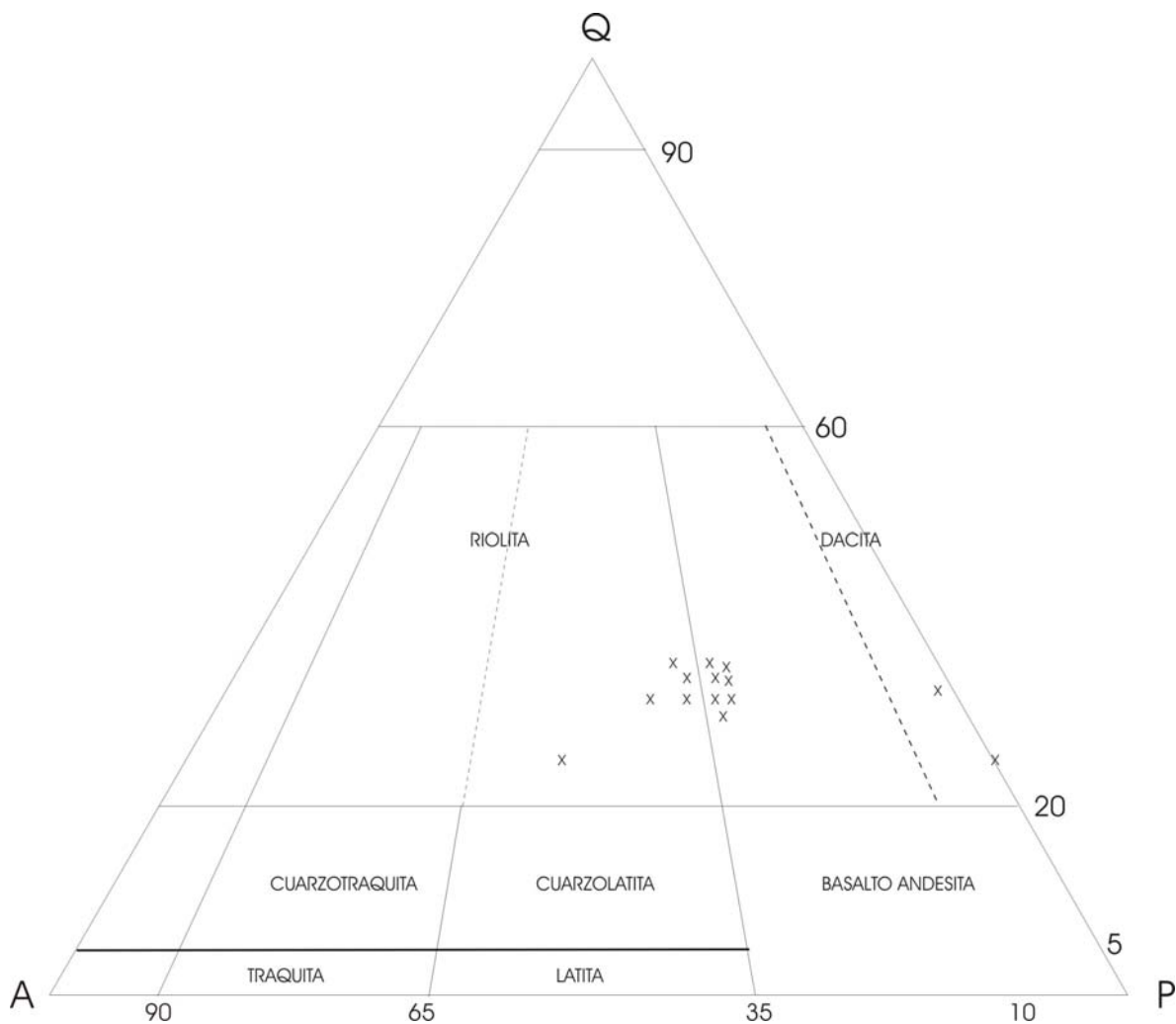


Figura 34. Clasificación modal de pómez del flujo piroclástico de El Espino (campos de Streckeisen, 1978)

Se trata de un depósito constituido principalmente por ceniza fina a media, aunque en algunos sitios también se encuentra fracción tamaño lapilli, masivo, con espesor variable máximo de 40 cm. Por su distribución, espesor y tamaño de componentes, se ha interpretado como un depósito de oleada de piroclastos, que Betancur y Correa (1992), clasificaron como una unidad de caída de origen freático y lo denominan AC4.

El depósito suprayace un paleosuelo delgado de color negro, cuya base presenta niveles de oxidación y a su vez infrayace el suelo actual, el cual en algunos sitios tiene más de 1 m de espesor y presenta en su interior líneas irregulares con fragmentos de pómez, que pueden indicar pequeñas explosiones de edad aún más reciente.

4.2.16 Depósitos aluvio - torrenciales (Q_{2t})

Esta unidad está constituida por depósitos consolidados a parcialmente consolidados elevados 20 a 50 m sobre el cauce del río Guabo - Güiza entre Piedrancha (E7) y Altaquer

(C2), en la parte baja del río Vegas (C2), en el río Gualcalá (A5) y más limitados y de menor extensión en otros drenajes, se han clasificado como terrazas de origen aluvial y son evidencia del rejuvenecimiento de los drenajes en las etapas finales del levantamiento de la Cordillera Occidental.

Algunas de estas terrazas presentan una cubierta parcial de depósitos piroclásticos relacionados probablemente a la actividad reciente del volcán Azufra, y suavizan aún más su topografía, por lo cual resaltan sobre el paisaje montañoso que caracteriza el sector occidental de la plancha.

Estos depósitos están conformados por bloques heterolíticos y, por lo general, poco seleccionados de rocas ígneas volcánicas y, ocasionalmente, de plutonitas granitoides con algunos bloques de cuarzo, en una matriz arenosa arcillosa color blanco amarillento a amarillo o pardo por acumulación de óxidos de hierro. La composición y las características de estos depósitos son similares a las de los clasificados como depósitos aluviales, pero se han separado por su mayor consistencia y coherencia, y por su posición con respecto a los cauces actuales, o a veces relativamente alejados de ellas y se han considerado más antiguas, posiblemente del Pleistoceno y, en algunos casos, presentan disección por las corrientes actuales.

Las terrazas entre Altaquer y Vegas (C2-D2) alcanzan hasta 45 m de espesor y están diferenciadas en varios niveles y se componen principalmente por gravas de rocas diabásicas, de vulcanitas andesíticas – basálticas modernas, y arenas y limos cuya composición indica un amplio aporte volcánico; se observa estratificación cruzada, laminación fina lenticular y la presencia de niveles lenticulares elongados en el sentido de la corriente actual del río Güiza, de arenas finas o limos indicativos de inundaciones ocasionales, posiblemente represamientos?, que cubrieron los depósitos durante su formación.

A lo largo del río Güiza, al occidente de Piedrancha, algunos depósitos aluviales se encuentran relativamente elevados con respecto al cauce actual del río, son mejor cementados y podrían clasificarse como terrazas; su existencia podría tomarse como evidencia del rejuvenecimiento de algunas corrientes producido por el levantamiento de la Cordillera Occidental en las últimas etapas del ciclo orogénico andino y su edad podría corresponder al Pleistoceno. Sin embargo, es conveniente indicar que el río Güiza tiene una tasa de erosión muy alta y, por lo tanto, sus tributarios, especialmente los de la margen norte, al tratar de acomodarse al nivel actual del río principal, excavan cañones profundos con numerosos saltos (Figura 35) en un período de tiempo muy corto y durante este proceso pueden dejar aluviones relativamente altos con respecto al curso actual.

4.2.17 Depósitos aluviales (Q_{2al})

Los depósitos de los canales actuales representan el aporte detrítico proveniente tanto del material no consolidado que cubre unidades litológicas antiguas que es erosionado en las

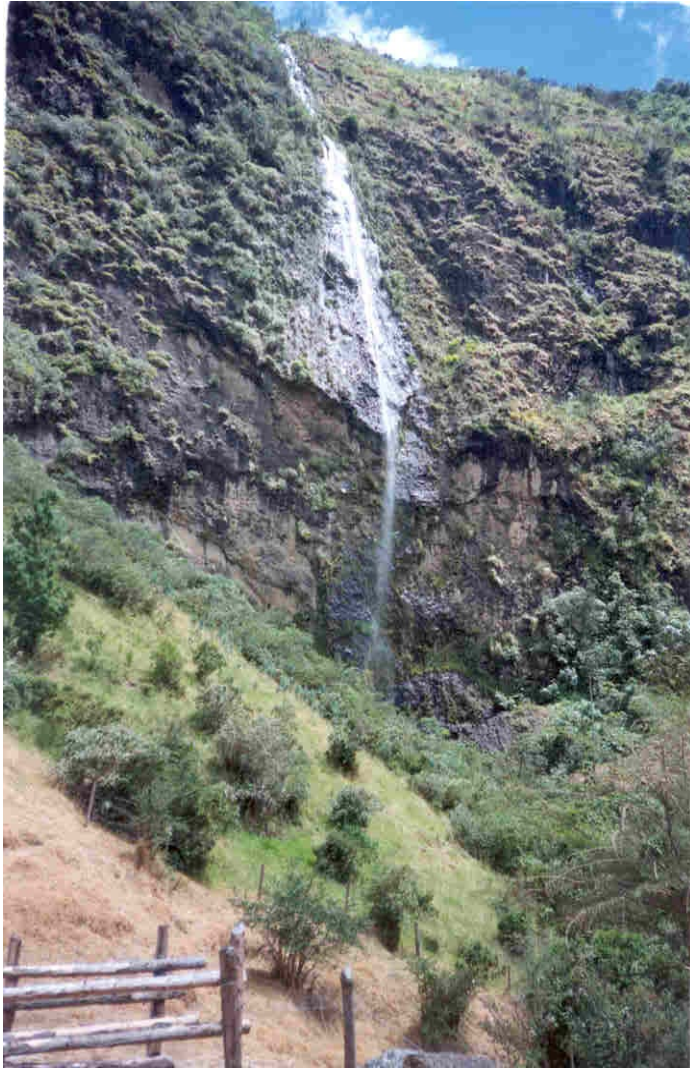


Figura 35. Saltos escalonados en tributarios de la margen norte del río Güiza al occidente de Ricaurte. a) Saltos sobre depósitos fluviovolcánicos. b) Saltos sobre rocas basálticas del Grupo Diabásico.

partes altas como material desprendido en las laderas de los valles estrechos y en V que caracterizan las vertientes de los ríos en la Cordillera Occidental. Estos depósitos constan de material suelto formado por bloques y gravas de rocas ígneas volcánicas (basaltos, diabasas y andesitas), plutónicas (diorita, cuarzodiorita), sedimentarias (chert) y cuarzo en diferentes proporciones de acuerdo con la posición geográfica del depósito aluvial, en una matriz de arena gruesa o gravas medias a finas no coherente. Los clastos están, por lo general, bien seleccionados, con diámetro entre 0,15 y 0,5 m, presentan formas redondeadas a redondeadas aplanadas (discoidales?) y, en este último caso, muestran en las riberas o playas una imbricación clara según el sentido de las corrientes. Aunque los depósitos aluviales son comunes a lo largo de todas las corrientes en el área de la plancha, por su extensión y amplitud no son representables a la escala del mapa geológico y sólo aparecen en éste los de mayor extensión, como los que se encuentran a lo largo de los ríos Güiza, Pacual, Verde – Mulas y Miraflores, y, aunque aparecen marcados como aluviones, existe dentro de estas zonas acumulaciones de material coluvial que por su ocurrencia muy local y poca extensión no se han separado.

La mayor parte de estos depósitos aluviales – coluviales son del Holoceno y su espesor está en aumento debido a la deposición actual a lo largo de los canales de flujo y zonas aledañas sometidas a inundaciones periódicas y avalanchas ocasionales.

5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona de la Plancha 428 Túquerres está localizada al sur del país, en cercanías de la frontera con Ecuador, sobre la Cordillera Occidental, al occidente de la depresión Cauca – Patía, que según Barrero (1979) correspondería al “*Trench* del Valle del Cauca”, originada durante la colisión de la placa de Nazca con la placa Suramericana durante el Cretácico, por lo tanto, su estilo estructural es complejo, con predominio de fallas de ángulo alto de dirección nor – noreste.

Kerr et al. (1996, 1997) postulan un proceso continuo de acreción subducción a manera de prismas de un *plateau* oceánico. La deformación se produce por imbricación de cuñas o escamas de fragmentos corticales involucrados en ese prisma.

En la Plancha 428, las fallas, la estratificación y la esquistosidad tienen, en general, rumbo NE-SW. El análisis fotogeológico y de la imagen Landsat TM de la plancha permite observar dos direcciones principales de fracturas: NE-SW y NW-SE. Los sistemas NE-SW y NW-SE se entrecruzan y JICA – MMAJ (1993) asumen que estos sistemas son contemporáneos y forman un plano conjugado de fracturas a partir del cual se desarrolla un sistema N-S más y menos notorio.

5.1 ELEMENTOS ESTRUCTURALES

Los elementos estructurales que se observan en la plancha en orden creciente de importancia son: lineamientos, diaclasas y fallas.

5.1.1 Lineamientos

Los lineamientos han sido definidos como la expresión superficial de estructuras geológicas (Frost, 1977; Caran et al., 1981; Williams, 1983; Bailey et al., 1984; Woodruff & Caran, 1984). Para áreas donde la cobertura sedimentaria y la vegetación son relativamente delgadas o está ausente, estas estructuras pueden ser inferidas con facilidad, pero cuando los sedimentos no consolidados y la vegetación oscurecen los cuerpos de roca, el estudio de lineamientos permite definir las estructuras geológicas.

Para el análisis de lineamientos se utilizó una subescena de la escena Landsat TM P10R59 tomada el 18 de marzo de 1996. Esta imagen fue procesada por el grupo de Teledetección del área de Reconocimiento Geocientífico de INGEOMINAS Bogotá, que produjeron una composición en falso color (RVA) TM4, TM5, TM2, con ecualización de histogramas, a escala 1:100.000, en papel; además de la imagen anterior, se tuvo acceso a la banda 5; ésta detecta la energía infrarroja reflejada entre las longitudes de onda 1,55 y 1,75 μm , la cual fue usada porque en este rango de reflectancia, los tres tipos básicos de cobertura de tierra

son completamente diferentes (Figura 36) y las mezclas de diferentes vegetaciones pueden observarse y reflejar diferencias en los tipos de suelo, que, a su vez, serían el resultado de diferencias en los materiales parentales o de otros factores geológicos y geomorfológicos. Drury (1986) muestra cómo la banda 5 es especialmente útil para detectar estructuras geológicas en terrenos utilizados en agricultura con una gran cobertura de vegetación como el área occidental de la Plancha 428 Túquerres.

Los lineamientos fueron mapeados de acuerdo con dos pasos:

1. La imagen en falso color fue colocada en una mesa de luz transmitida, y luego se colocó una hoja de acetato sobre de ella y se dibujó una línea sobre cada lineamiento observado.

Los lineamientos fueron chequeados con la banda 5, en formato digital y sobre fotografías aéreas del sector.

De los 691 lineamientos observados, para un 12 % no fue posible determinar su origen con precisión, pero el 88% restante pertenecen a uno de las siguientes categorías (Figura 37):

Corrientes meandriiformes o sinuosas con una tendencia recta.

Valles rectos con corrientes rectas o meandriiformes.

Valles con formas sinuosas con tendencia recta.

Tramos rectos de un río sinuoso.

Corrientes rectas.

Escarpes rectos.

Corrientes alineadas a través de un valle.

Contactos litológicos.

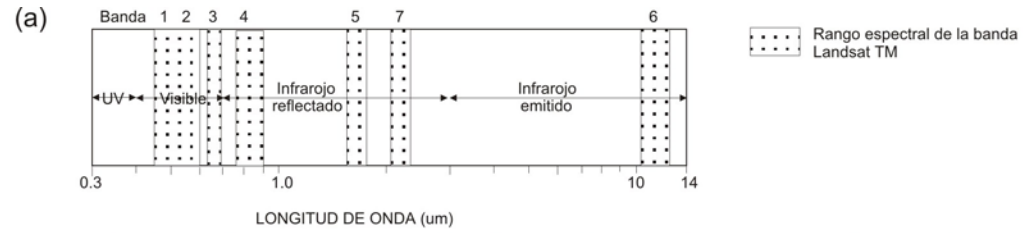
Otras (anomalías tonales).

Para el análisis de los lineamientos interpretados sobre la imagen Landsat, éstas se agruparon por sectores, de acuerdo con la concentración que presentasen (Plancha III). De esta manera se separaron tres sectores a saber:

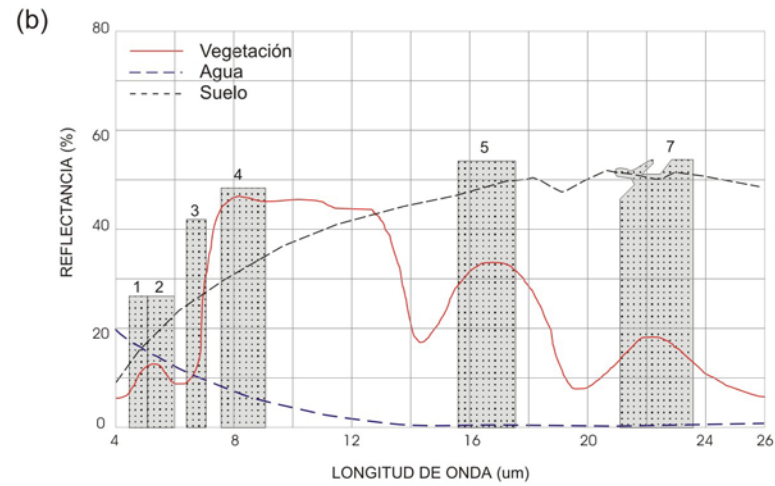
Sector central que comprende el área de San Martín (H4), Miraflores (G7) y el río Madroño (F4 –5).

Sector nororiental que comprende el área del río Vargas (C11 – A10) y el Municipio de Guachavés (C11).

Sector de Piedrancha que es el área localizada inmediatamente al norte del Municipio de Piedrancha (E7).

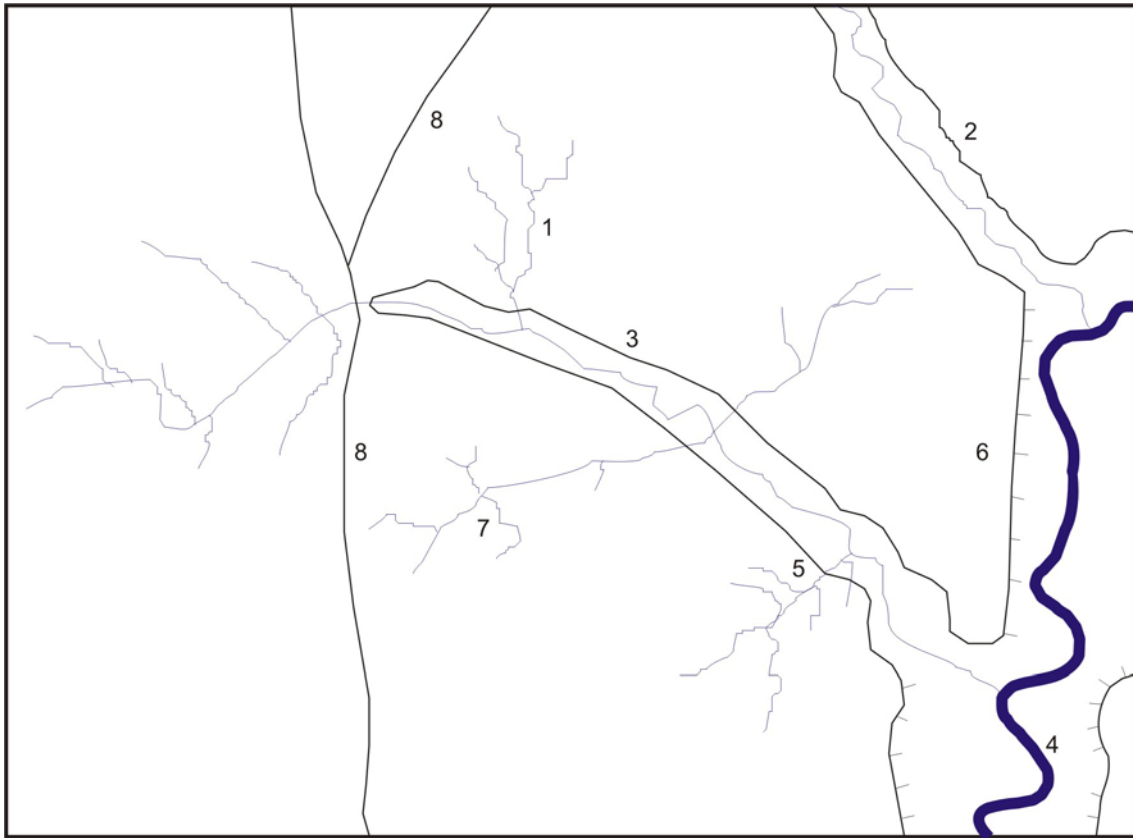


a. Distribución de las bandas Landsat, en rango visible, infrarojo reflejado e infrarojo emitido en longitud de onda.



b. Reflectancia de los tres tipos de coberturas básicas en el rango visible e infrarojo reflejado vs longitudes de onda (Lindenlaub, 1976).

Figura 36. Rango espectral de las imágenes Landsat. Cada banda representa una parte del espectro magnético que detecta el sensor.



1. Corrientes meandriformes.
2. Valles rectos con corrientes rectas.
3. Valles con formas sinuosas.
4. Tramos rectos de un río sinuoso.
5. Corrientes rectas.
6. Escarpes rectos.
7. Corrientes alineadas a través de un valle.
8. Contacto litológico.
9. Otras (anomalías tonales).

(Modificado de Baumgardner, 1987).

Figura 37. Tipos de lineamientos descritos en la fotointerpretación de la Plancha 428 Túquerres, sector La Planada.

Tabla 13. Orientación y densidad de lineamientos en el sector central de la Plancha 428 Túquerres.

Rango→	0-10°	10-20°	20-30°	30-40°	40-50°	50-60°	60-70°	70-80°	80-90°
Total→	22	46	30	46	14	6	8	0	0
%→	7,6	15,8	10,3	15,8	4,8	2,1	2,8	0	0
Rango→	270-280°	280-290°	290-300°	300-310°	310-320°	320-330°	330-340°	340-350°	350-360°
Total→	0	0	0	8	72	16	8	14	0
%→	0	0	0	2,8	24,8	5,5	2,8	4,8	0

Tabla 14. Orientación y densidad de lineamientos en el sector nororiental (Guachavés) de la Plancha 428 Túquerres.

Rango	0-10°	10-20°	20-30°	30-40°	40-50°	50-60°	60-70°	70-80°	80-90°
Total→	20	2	24	6	14	0	18	0	0
%→	10,3	1,0	12,4	3,1	7,2	0	9,3	0	0
Rango→	270-280°	280-290°	290-300°	300-310°	310-320°	320-330°	330-340°	340-350°	350-360°
Total→	0	0	4	0	24	54	8	8	12
%→	0	0	2,1	0	12,4	27,8	4,1	4,1	6,2

Tabla 15. Orientación y densidad de lineamientos en el sector de Piedrancha, Plancha 428 Túquerres.

Rango→	0-10°	10-20°	20-30°	30-40°	40-50°	50-60°	60-70°	70-80°	80-90°
Total→	10	10	0	32	0	0	0	0	0
%→	8,9	8,9	0	28,6	0	0	0	0	0
Rango→	270-280°	280-290°	290-300°	300-310°	310-320°	320-330°	330-340°	340-350°	350-360°
Total→	0	0	0	0	42	0	0	18	0
%→	0	0	0	0	37,5	0	0	16,1	0

Luego, en cada sector se procedió a contar y medir la orientación de cada lineamiento, y fueron agrupados en rangos de amplitud de 10° (tablas 13, 14 y 15) y graficados en diagramas polares (figuras 38, 39 y 40). Para cada rango se calculó el porcentaje con la aplicación de la siguiente fórmula: $\% = n/nt \times 100$.

n = Numero de lineamientos en un rango de 10°.

nt = Numero total de lineamientos en el sector.

Para el sector central, se elaboró un mapa de densidades de lineamientos (km/km²), debido a que es el área donde mayor información se presenta (Figura 41). De los gráficos obtenidos se puede concluir lo siguiente:

En el sector central se presenta una orientación predominante de dirección entre N50°W y N40°W (Figura 38). Esta dirección puede obedecer a los lineamientos muy notorios en la imagen Landsat, que controlan en gran parte los ríos Mulas, Vegas y Guabo (Plancha III). En el mapa de densidades de lineamientos se presentan concentraciones relativamente altas (20 – 25 km/km²) que al unir las, marcan esta misma orientación.

De igual manera, se presentan dos orientaciones de dirección (N10–20°E y N40–50°E), que son semejantes a la orientación de la Falla Maldonado, cartografiada al sur en el vecino país del Ecuador. En el mapa de densidades sobre el trazo de estos lineamientos se observan altas concentraciones de éstos (<40 km/km²). Estos sitios de altas densidades serían lugares propicios para hacer una prospección geoquímica detallada (Sabins, 1996).

En el sector NE – Guachavés, se presenta una orientación predominante de dirección entre N40°W y N30°W (Figura 39), que corresponde al lineamiento que controla en gran parte el río Vargas. Otras orientaciones de poca presentación en el gráfico (Figura 39) son N10°E – N20°E y N60°E – N70°E; de éstas, la primera puede obedecer a la Falla Cauca-Patía, que en este sector pierde expresión, debido a los depósitos piroclásticos recientes del volcán Azufra.

En la Granodiorita de Piedrancha se presenta una orientación predominante que varía entre N40 - 50°W (Figura 40). En este sector no se presenta un lineamiento en esa dirección, pero ésta es la misma de las vetas mineralizadas que se encuentran en el área (MMAJ – JICA, 1982). Otra dirección que se observa en el gráfico varía entre N30 - 40°E, y puede obedecer a una estructura oculta que esté cubierta por los depósitos piroclásticos recientes del volcán Azufra, o a la orientación regional de la Granodiorita de Piedrancha.

5.1.2 Diaclasas

En los diferentes tipos de rocas que afloran en el área de la Plancha 428 Túquerres, se presenta un fuerte diaclasamiento, y en los cuerpos ígneos se presenta una distribución más o menos continua, mientras que en las rocas estratificadas, las diaclasas interceptan la estratificación en ángulo recto, pero con una disposición simétrica respecto a las fallas o zonas de falla, lo cual indicaría que están relacionadas genéticamente al fallamiento, aunque no necesariamente sean contemporáneas con él, ya que pueden generarse por causa

de debilitamientos direccionales, debido al fallamiento o plegamientos regionales, producidos millones de años más tarde (Billings, 1972).

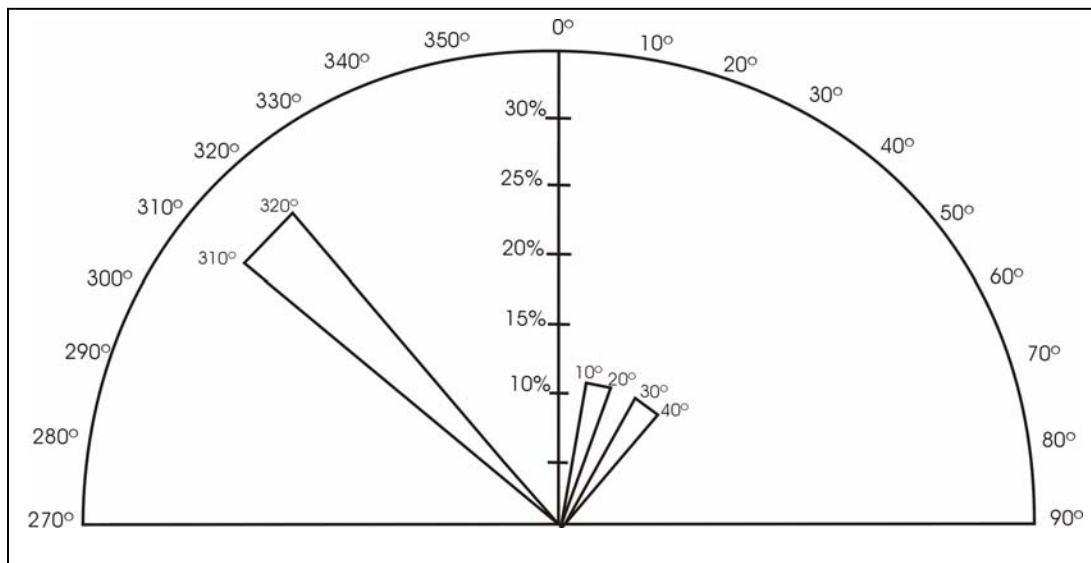


Figura 38. Tendencia de los lineamientos en el sector central de la Plancha 428 Túquerres.

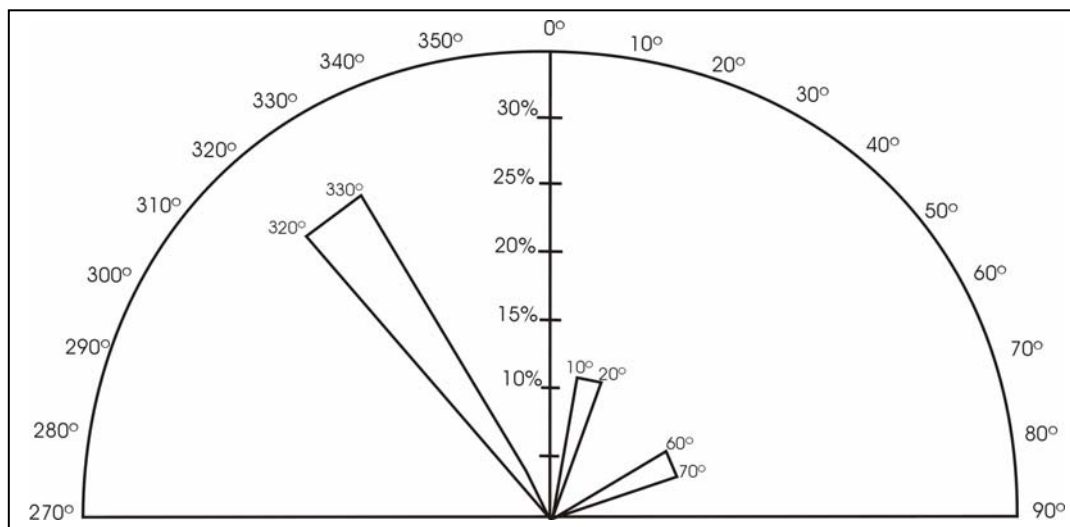


Figura 39. Tendencia de los lineamientos en el sector NE (Guachavés) de la Plancha 428 Túquerres.

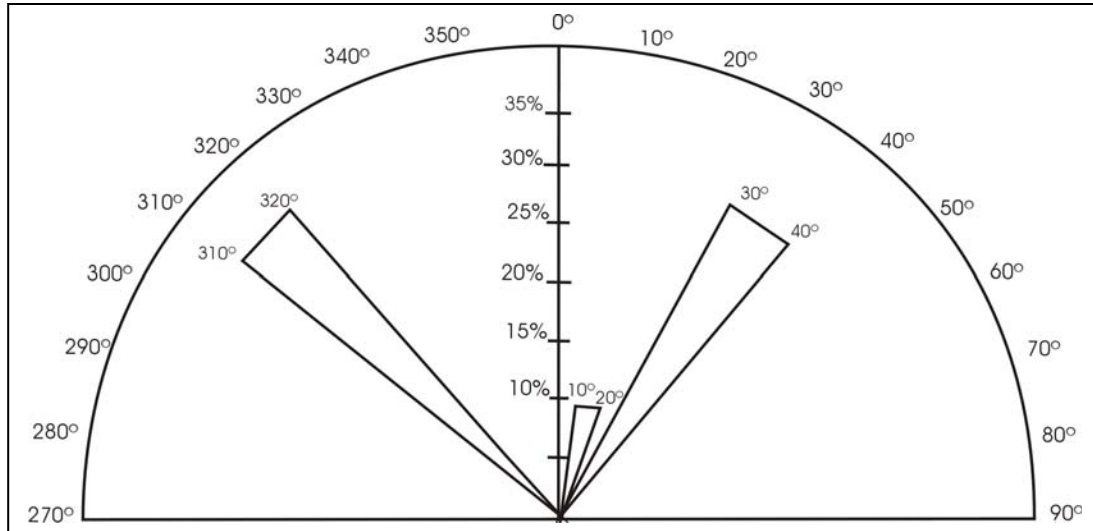


Figura 40. Tendencia de los lineamientos en el sector de Piedrancha, Plancha 428 Túquerres.

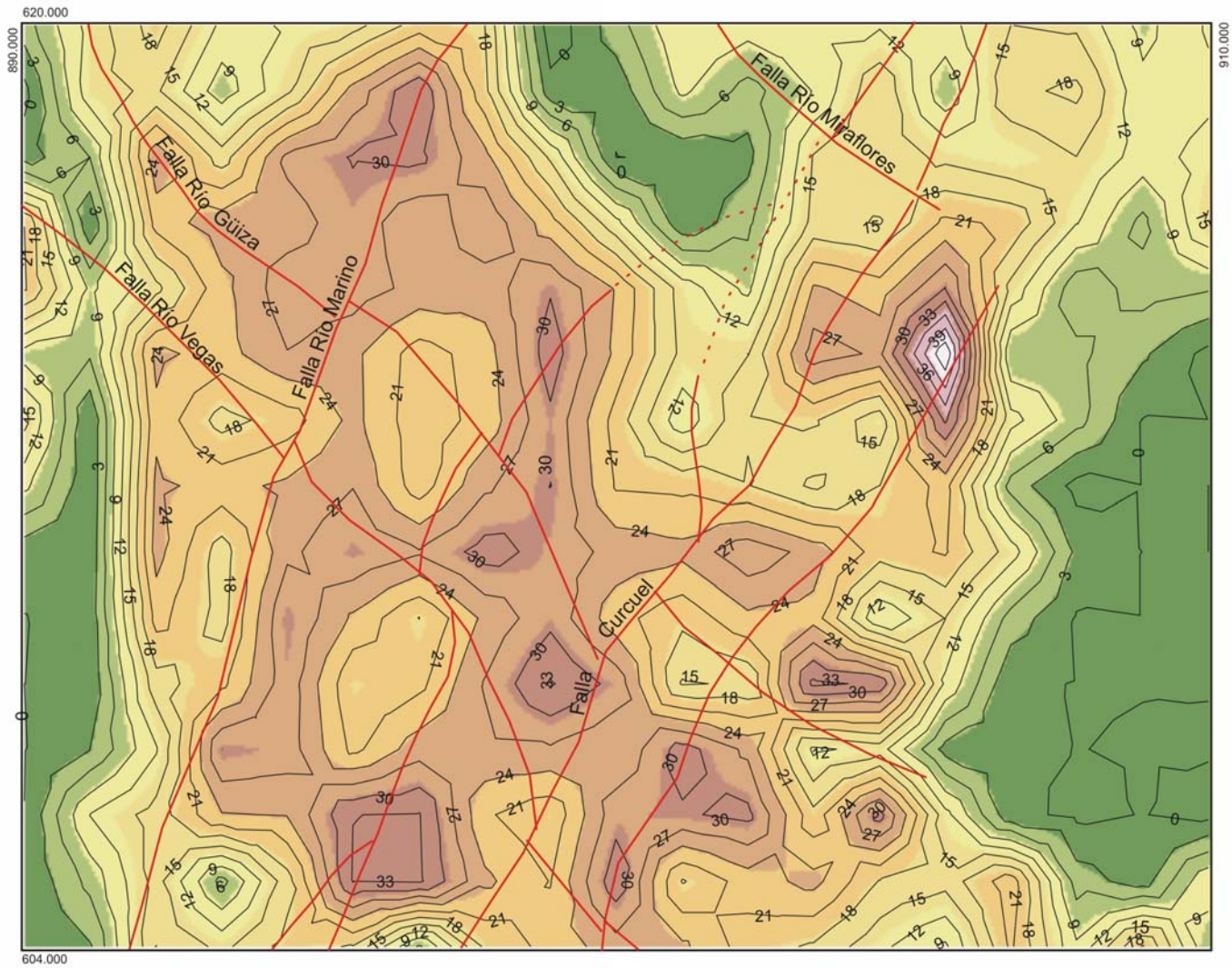
Las diaclasas, medidas en la zona central, donde afloran rocas volcánicas basálticas del Grupo Diabásico, muestra dos concentraciones importantes (Figura 42), con orientaciones de N88°W/81°SW y N47°E/85° SE. De éstas, la segunda tiene la misma orientación de un grupo de lineamientos y de la Falla Maldonado, lo que indicaría que este grupo de lineamientos están relacionados con esta familia de diaclasas y, a su vez, están relacionadas genéticamente con la falla.

En el sector de Guachavés, donde afloran rocas volcánicas basálticas y sedimentarias de origen marino, las diaclasas (Figura 43) muestra dos concentraciones importantes con orientaciones de N55°W/78°NE y N30°E/79°NW. Estas dos familias de diaclasas tienen concordancia con los lineamientos medidos en este mismo sector, lo que significaría que éstos están relacionados genéticamente con el diaclasamiento y éstos, a su vez, con el fallamiento de este sector.

En el sector de Piedrancha, donde afloran la Granodiorita de Piedrancha, las diaclasas (Figura 44) muestran dos concentraciones de diaclasas principales con orientaciones de N6°W/75°NE y N78°E/58°SE. Estas dos familias de diaclasas no tienen ninguna concordancia con los lineamientos observados en este sector, aunque presentan cierta relación de perpendicularidad entre sí.

5.1.3 Fallas

Las fallas son un rasgo geológico estructural importante de la Plancha 428 Túquerres. Se describirán únicamente las fallas importantes y que tienen carácter regional. Existen dos direcciones principales de fallamiento; una con rumbo NE-SW y que está representado por



2

Figura 41. Mapa de densidad de lineamientos (km/km^2) en el sector central de la Plancha 428 Túquerres.



Figura 42. Curvas de distribución de densidad de diaclasas sector central, rocas basálticas del Grupo Diabásico.

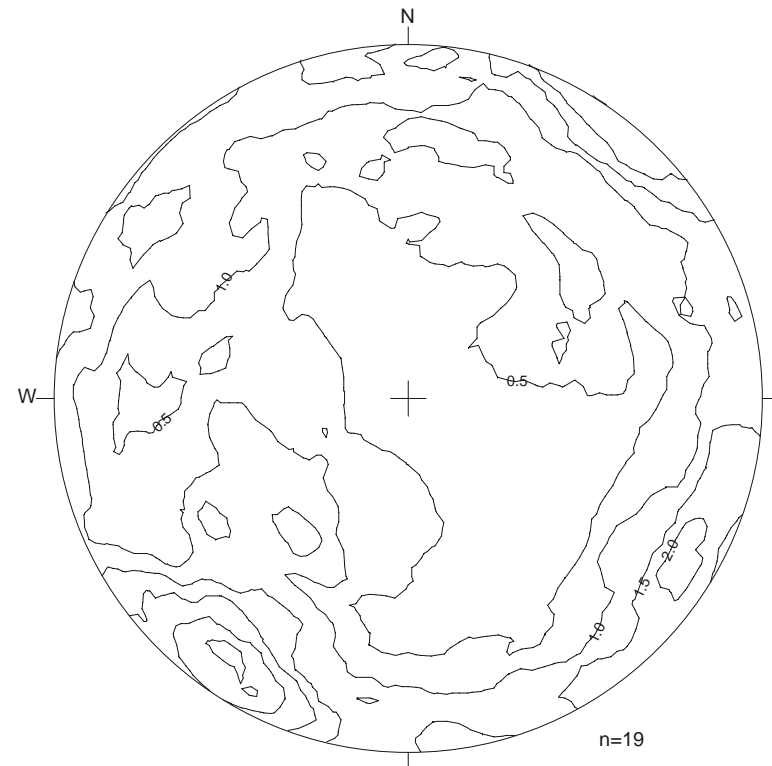


Figura 43. Curvas de distribución de densidad de diaclasas sector Guachavés, rocas basálticas del Grupo Diabásico y sedimentitas del Grupo Dagua.

el sistema de fallas Cauca – Patía, Falla Curcuel, Falla Junín – Sambiambí y Falla Río Marino. La otra dirección es transversal a la anterior, con rumbo NW-SE son fallas de menor longitud y las cuales están siendo desplazadas por la primera. En este segundo grupo están las fallas del río Güiza, del río Vegas y la del río Miraflores. El nombre de las fallas es tomado de la nomenclatura preexistente y las denominaciones nuevas se dan de acuerdo con localidades, quebradas o ríos por donde cruza la estructura.

5.1.3.1 Sistema de Fallas Cauca – Patía

El Sistema de Fallas Cauca – Patía corresponde a la depresión Cauca – Patía, que según Barrero (1979) correspondería al “*Trench* del Valle del Cauca”, originada durante la colisión de la placa de Nazca con la placa Suramericana durante el Cretácico. Este sistema de falla, es el más oriental en la Plancha 428 Túquerres, tiene una dirección de N30°E y una extensión de 40 km. Esta falla ha sido objeto de un estudio sistemático, y se ha encontrado que tiene una longitud de más de 400 km, desde del sur del país hasta el Departamento de Caldas, al norte, y controla en gran parte el trayecto del río Cauca (AIS et al., 1998), que la catalogan de tipo normal, con fuerte buzamiento hacia el oeste.

La Falla Cauca – Patía, también llamada Pacual (MMAJ – JICA, 1981), se localiza en el extremo noreste de la plancha, paralela al río Pacual, con dirección aproximada N35-40°E, desde la carretera Balalaica - Guachavés hasta Santa Rosa (B12) en el Municipio de Samaniego. París et al. (1989) reportan en el río Patía, en proximidades de la desembocadura del río Mayo (Plancha 410 La Unión), evidencias de actividad cuaternaria sobre la Falla Cauca – Patía, tales como desplazamiento de drenajes en sentido dextrolateral, escarpe de 5 m en un cono aluvial, que no afecta a conos aluviales más jóvenes y próximos al lugar anterior, y el desplazamiento – ruptura en un nivel de terrazas del río Mayo.

En La Verbena (G9) y otros sitios sobre la carretera Túquerres – Tumaco, GEOMINAS (1982) describe estructuras tipo graben con desplazamientos de hasta 0,4 m en cenizas volcánicas recientes y paleosuelos que atribuyen a la Falla Cauca – Patía.

En un afloramiento en El Enchinal (D11), sobre el trazo de la falla y cerca de la localidad de Yascual (C12), se describen dos planos de falla conjugados (F1= N50°E/70°NW y F2= N20°W/70°NE), que permiten calcular la orientación de los esfuerzos (Figura 45). Estos \mathbf{O}_3 (0° → N77°W), es horizontal, \mathbf{O}_1 (33° → S14°W), es subhorizontal y \mathbf{O}_2 (57° → N14°E), es subvertical, lo que implicaría, al menos en este sitio, un movimiento de rumbo para esta falla.

La prolongación hacia el sur de esta falla pasa por el cráter del volcán Azufral, y está cubierta con sus depósitos piroclásticos y más hacia el sur pasa por los centros volcánicos de Cumbal y Chiles - Cerro Negro, y se prolonga hacia el Ecuador.

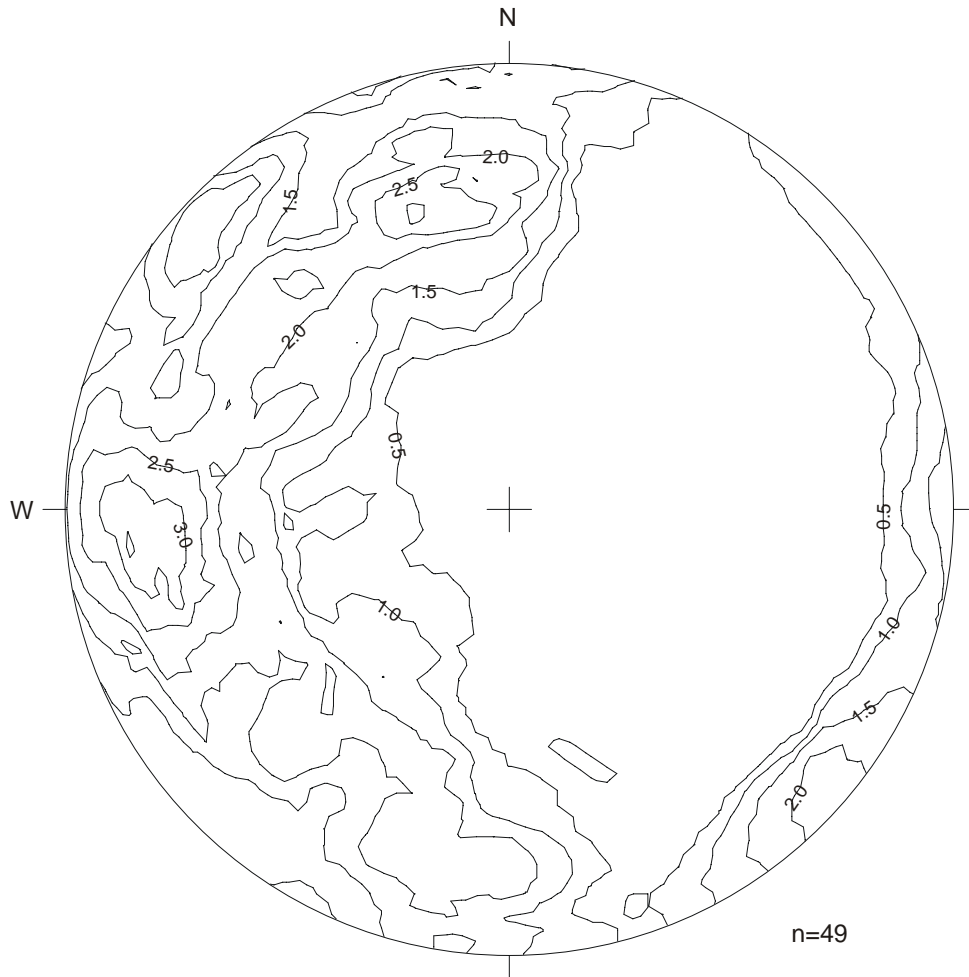


Figura 44. Curvas de distribución de densidad de diaclasas sector Piedrancha, en rocas granitoides de la Granodiorita de Piedrancha.

5.1.3.2 Falla Curcuel

La Falla de Curcuel toma su nombre de la localidad de Curcuel (D6). Tiene una dirección que varía entre N40°E y N25°E y una longitud de 46 km en la Plancha 428 Túquerres. El análisis de los datos recolectados en el campo (Figura 46), indican ($\alpha_1 = 64^\circ \rightarrow S25^\circ W$; $\alpha_2 = 28^\circ \rightarrow N40^\circ E$ y $\alpha_3 = 0^\circ \rightarrow S41^\circ E$) que esta falla en este sitio tiene un movimiento normal (α_1 vertical y α_2, α_3 horizontales).

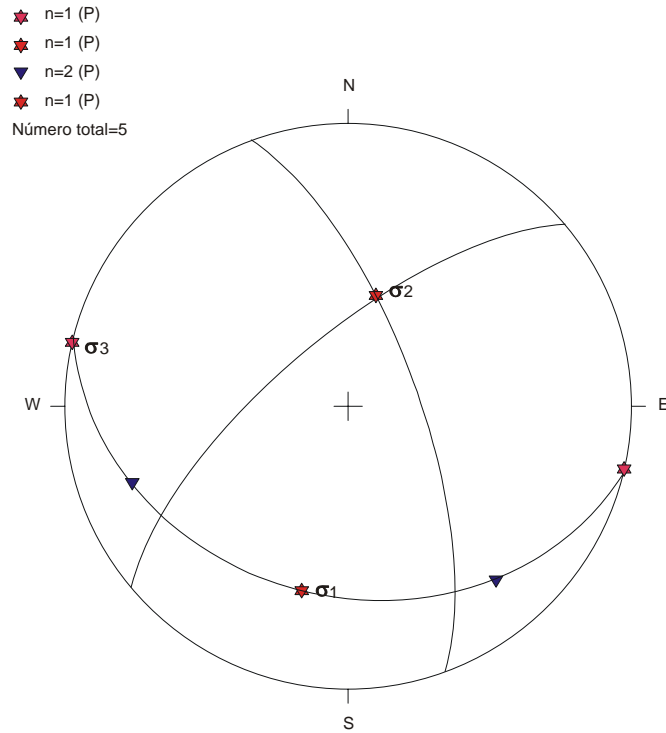


Figura 45. Orientación de esfuerzos a lo largo de la Falla Cauca-Patía, en el sector de la Plancha 428 Túquerre

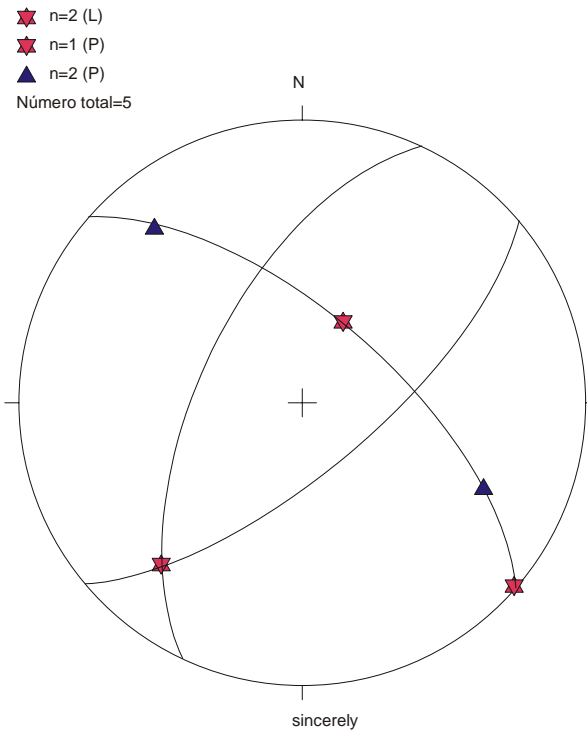


Figura 46. Orientación de esfuerzos a lo largo de la Falla Curcuél, en el sector de la Plancha 428 Túquerres

5.1.3.3 Falla Río Marino

La Falla Río Marino toma su nombre del río del mismo nombre en la Plancha 428 Túquerres (G3). Tiene una dirección de N30°E y una longitud de 46 km en la plancha. Los datos recolectados alrededor de esta falla no son concluyentes para determinar su tipo de movimiento, pero en cercanías al río Madroño (F4), corta en el sentido del rumbo y en forma siniestral a fallas de dirección NW-SE.

5.1.3.4 Falla Junín - Sambiambí

La Falla Junín - Sambiambí es la más occidental en la Plancha 428 Túquerres, limita el flanco oeste de la Cordillera Occidental y se extiende desde el sur del país hasta la Falla Garrapatas. El movimiento de la falla es de tipo inverso, con el plano de falla principal con buzamiento al este (AIS et al., 1998). La traza de la Falla Junín - Sambiambí aparece en el mapa geológico de Nariño, pero no está descrita en la memoria explicativa (Arango & Ponce, 1980, 1982).

5.1.3.5 Falla Río Vargas

La Falla Río Vargas toma su nombre del río del mismo nombre en la esquina nororiental de la Plancha 428 Túquerres. Tiene una dirección de N35°W y una longitud de 25 km dentro de la plancha. Los datos de campo recolectados sobre la falla no son concluyentes para determinar su tipo de movimiento.

5.1.3.6 Fallas Río Güiza y Río Vegas

Las fallas Río Güiza y Río Vegas son subparalelas entre sí, y se entrecruzan en cercanías de la localidad de Altaquer (C2). Son fallas de dirección N35°W que controlan los valles de los ríos Güiza y Vegas. Su longitud en la plancha es de 46 km. Estas fallas son cortadas por las fallas Río Madroño y Junín - Sambiambí.

5.1.3.7 Otras fallas

Un sistema de fallas NW-SE controla las venas mineralizadas de los depósitos auríferos de El Diamante, Patoquilla, Río Blanco y Gualcalá Este. El batolito de Piedrancha intruyó a las rocas sedimentarias por la parte axial de la zona de plegamiento y el sistema de fallas corresponde a las fuerzas laterales aplicadas, que crearon dos zonas conjugadas de cizalla NE-SW y NW-SE (JICA – MMAJ, 1983). Estas son fallas locales con desplazamientos cortos que aparentemente no afectan las fallas NE y por su extensión no aparecen indicadas en el mapa geológico.

En la parte noreste de la Plancha 428 Túquerres se cartografiaron planos de fallas compresivas con dirección N10-35°E y en la carretera Balalaica - Guachavés con rumbo E-W. En el sector de la mina La Balvanera (A8), los planos de fallas tienen dirección N20-

28°E, que buzan 50-60° SE, cerca al contacto de rocas volcánicas del Grupo Diabásico con sedimentitas del Grupo Dagua.

En la Granodiorita de Piedrancha se encuentran zonas de falla, en su mayoría rellenas de cuarzo y sulfuros. El análisis estructural de estas fallas muestra un salto normal.

GEOMINAS (1982) cartografió algunas fallas menores en la quebrada La Estrellada (C2) hasta su desembocadura al río Güiza y cabeceras del río Nulpe, las describe como una fallas normales con dirección NE-SW que afectan las rocas ígneas cretácicas, y que produce efectos claros de metamorfismo dinámico.

5.1.4 Plegamientos

El análisis de los pliegues y el sistema de fisuras permite clarificar que la presión tanto al este como al oeste fue intensa, y produjo zonas de cizalla con sistemas NE-SW y NW-SE y planos comprimidos N-S y fracturas abiertas E-W. Se infiere que estos sistemas se pudieron producir en el período de levantamiento del basamento, al mismo tiempo que la intrusión de las rocas ígneas y el período de mineralización (JICA – MMAJ, 1983).

Las rocas metasedimentarias y principalmente los chert presentan localmente plegamiento isoclinal cuya amplitud varía aproximadamente entre 0,5 y 2 m, acompañado de fallamiento paralelo a los planos axiales de los pliegues. Los pliegues presentan un adelgazamiento de sus flancos y engrosamiento de las charnelas. La dirección de los planos axiales es NE-SW, paralelos al sistema principal de fallas y al eje de la cordillera.

5.1.5 Foliación

El rasgo fundamental en las rocas sedimentarias es la presencia de foliaciones S1; en las rocas grueso granulares, como areniscas, es notable la presencia de foliación microlenticular, mientras que en las rocas fino granulares, como lodolitas arcillosas, esta foliación es paralela.

Con relación a la deformación, el paralelismo notable de fallas, planos axiales y foliaciones sugiere cizallamiento simple probablemente durante los eventos de subducción - acreción que soldaron estas rocas a la margen continental de Colombia (Nivia, 1997).

6. GEOQUÍMICA

Simultáneamente con la cartografía geológica de la Plancha 428 Túquerres se llevó a cabo un muestreo geoquímico regional para complementar el realizado por MMAJ – JICA (1981) donde se recogieron muestras de sedimentos finos activos que se analizaron en los laboratorios del INGEOMINAS Bogotá por espectrografía de emisión para 33 elementos y de concentrados en batea que se analizaron para oro, plata, cobre, plomo, cinc, cromo, vanadio y óxido de titanio por absorción atómica.

La exploración geoquímica regional no se pudo realizar en toda el área de la plancha, particularmente en la parte suroccidental, debido a problemas de orden público. Hasta la fecha no han sido entregados los resultados de los análisis químicos efectuados a las muestras colectadas en este proyecto, por lo tanto, se plantea posteriormente efectuar un informe especial de geoquímica.

Los sedimentos finos se tomaron en los cauces de las quebradas con longitud igual o mayor de 2 km con densidad promedio de 1 muestra cada 33 km² en la parte oriental y sureste de la Plancha 428 Túquerres, donde se desarrolló el proyecto de cartografía.

La densidad aumenta en otros sectores, donde se han realizado proyectos de prospección geológica al norte del río Güiza y el cerro Gualcalá (MMAJ – JICA, 1981), especialmente en las cuencas de los ríos Telembí, Vargas, Gualcalá y Ramos; allí, la toma de muestras de sedimentos finos de corrientes se hizo cada 300 – 500 m y donde se presumían anomalías, la distancia se redujo a 100 – 300 m, mientras que en otras áreas, el muestreo fue imposible por motivos del orden público, como en los sectores occidental y centro sur de la plancha. La base de datos con los resultados químicos se elaboró en el programa Excel.

MMAJ – JICA (1981) analizaron las muestras de sedimentos finos para oro, cobre, plomo, cinc y molibdeno por absorción atómica, los límites de detección fueron 0,1 ppm para Au y 1 ppm para Cu, Pb, Zn y Mo. Como valores anómalos se tomaron los mayores a la media más dos veces la desviación estándar ($x+2s$), pero también se graficaron los valores $x+s$ y el intervalo $x+s < X < x+2s$ (Tabla 16).

En la Plancha 428 Túquerres se ubicaron ocho (8) anomalías para Cu, Mo, Au y seis (6) para Pb y Zn (Figura 47).

Las anomalías para Cu, Mo, Au están ubicadas:

En la quebrada Nevada o La Varazón (A11), afluente del río Cristal, noreste de la plancha, anomalía para Au.

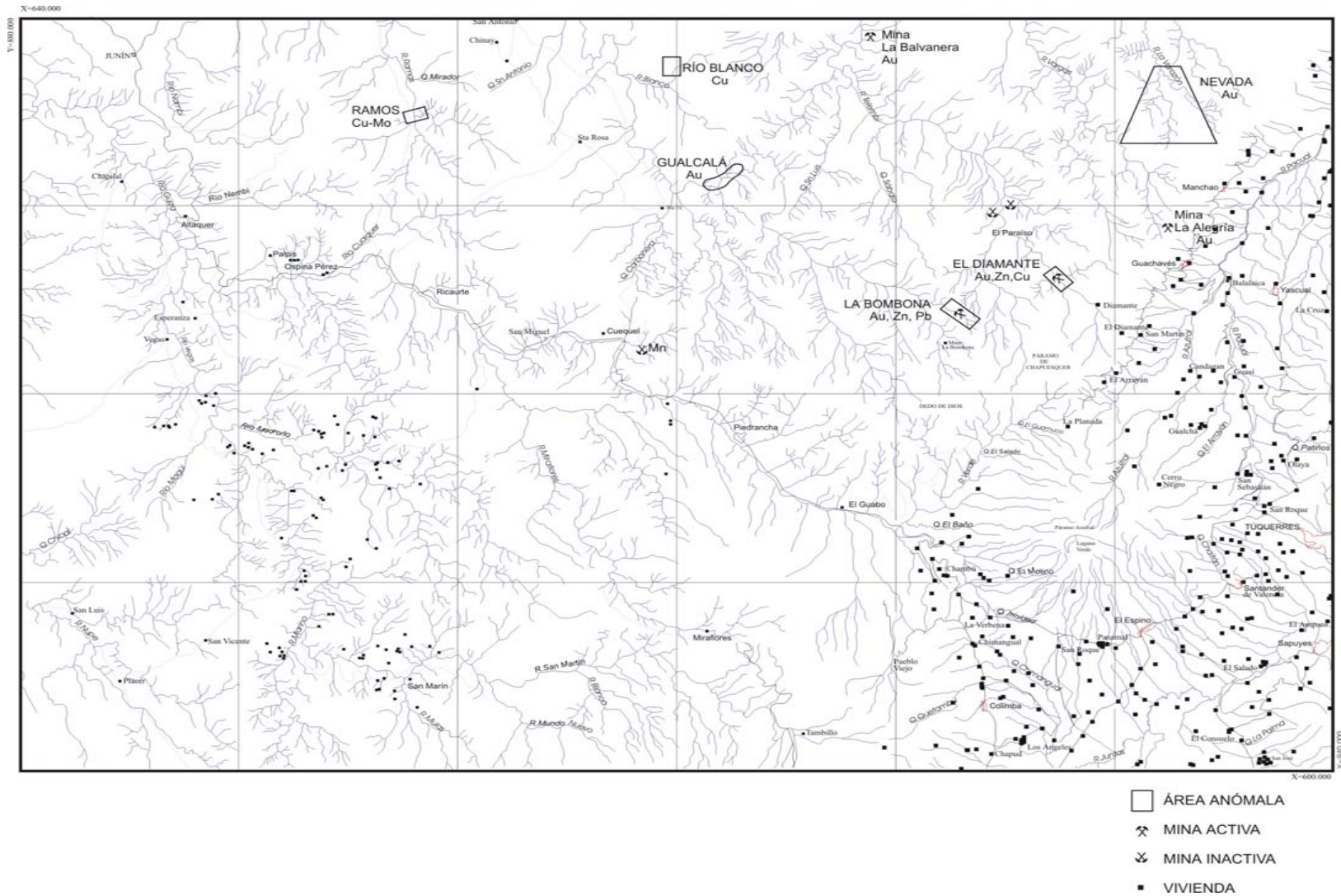


Figura 47. Mapa de anomalías geoquímicas y minas (MMAJ-JICA, 1981) en la Plancha 428 Túquerres.

En un tributario de la quebrada Fraile (A8), margen noreste, cuenca del río Telembí, cerca al sitio El Edén, anomalía para Mo.

En un pequeño afluente de la margen sur del río Telembí, entre las quebradas San Luis y Sábalo (B8), anomalía para Mo.

En las cabeceras del río Telembí, quebradas El Diamante y Del Cerro (C10 – D10), desde la confluencia aguas arriba, anomalía para Mo.

En el río Gualcalá (B7), aguas arriba de la quebrada Ramos, anomalía para Mo y Au.

Anomalía pequeña de Cu en río Blanco (A6), afluente del Gualcalá con un área de 1 x 1 km.

Anomalía para Cu, Mo en río Gualcalá en la quebrada Agua Tigre (A6) (planchas 409 Las Cruces – 428 Túquerres) con un área de 1,5 x 1,5 km.

En el río Ramos (A4), al sur de la quebrada Mirador, anomalía para Cu, Mo.

La anomalía del río Ramos (A4) está asociada a un pequeño cuerpo intrusivo en las rocas volcánicas del Grupo Diabásico y que presentan abundante mineralización de pirita en sus bordes; se considera que es causada por un depósito tipo pórfido cuprífero. Esta misma situación se observa en otras anomalías para cobre detectadas en el mencionado estudio y ubicadas en la Plancha 409 Las Cruces (MMAJ – JICA, 1981).

Las anomalías del afluente sur del río Telembí (B8) y de las quebradas El Diamante y del Cerro (C10 – D10) están asociadas a la Granodiorita de Piedrancha. La anomalía del río Gualcalá (B7) está localizado en el sitio donde el río tiene una pendiente más suave y se forman terrazas de 0,5 – 1 km de ancho. La mineralización de la mina Gualcalá, ubicada aguas arriba de esta anomalía, podría ser la causa de los valores anómalos encontrados (MMAJ – JICA, 1981).

Las anomalías para Pb y Zn, muestran valores máximos de plomo 325 ppm y de cinc 585 ppm; son relativamente bajos y, por lo tanto, no indican mineralizaciones de Pb – Zn. Estas anomalías son encontradas en:

En la quebrada Nevada (A11), afluente del río Cristal, noreste de la plancha, anomalía para Zn y Pb.

En el río Telembí, entre las quebradas San Luis y el sitio El Sábalo (B8), anomalía para Zn y Pb.

En el río Gualcalá, aguas arriba de la quebrada Ramos (B7), anomalía para Pb.

En pequeño afluente de la quebrada Ramos (B7), anomalía para Pb.

Anomalía pequeña de Pb, Zn en río Blanco (A6), afluente del Gualcalá.

Anomalía para Pb en la quebrada Carbonera (C6).

Tabla 16. Valores anómalos en sedimentos finos recolectados en la Plancha 428 Túquerres (MMAJ-JICA, 1981).

Elemento	x+s	x+2s
Au	1,41	5,15
Cu	130,62	268,53
Pb	34,28	73,11
Zn	209,41	319,15
Mo	1,03	1,75

Estas anomalías coinciden en gran parte con las descritas para Cu, Mo y Au. Las anomalías de las quebradas Ramos y La Carbonera se presentan en zona de rocas volcánicas meteorizadas, lo que produce concentración de elementos traza en la roca huésped.

Las conclusiones de los resultados de la exploración en la primera fase del proyecto de MMAJ – JICA (1981) indican que existen cinco prospectos de mineralización tipo pórfido cuprífero y dos tipos de mineralizaciones auríferas en las áreas expuestas, uno como venas de cuarzo en el noreste y otra como venas polimetálicas con sulfuros en la parte suroeste.

Posteriormente, MMAJ – JICA (1982) efectuaron estudios detallados que incluyeron perforaciones en las anomalías de El Diamante, La Bombona y río Ramos. En el área de El Diamante ubicaron un depósito de tipo venas polimetálicas con un área de 4,5 km², localizado a unos 6 km al suroeste de Guachavés. En La Bombona se ubicó un depósito de tipo similar al anterior con un área de 3 km² y a una distancia de 12 km al suroeste de Guachavés.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

La Plancha 428 Túquerres está ubicada dentro de una de las zonas con mayor potencial minero para oro de filón del Departamento de Nariño, municipios de Samaniego, Santacruz y Piedrancha, pero la producción de oro, plata y materiales de construcción en el departamento es actualmente irrelevante. En esta región se lleva a cabo la explotación subterránea de minas de oro de una manera artesanal y, a nivel de pequeña minería, la de algunas canteras de materiales pétreos destinados como materiales de construcción y balasto.

Todas las explotaciones de oro en la Plancha 428 Túquerres se caracterizan por el bajo nivel técnico de las operaciones mineras (Figura 48), bajas inversiones y ninguna mecanización, donde sólo es posible recuperar, en el mejor de los casos, el oro libre presente en la mena.

Los principales depósitos auríferos de origen primario se presentan asociados a la Granodiorita de Piedrancha y a los cuerpos hipoabisales localizados en el área. El material de las canteras proviene principalmente de los depósitos volcánicos piroclásticos recientes del volcán Azufra y del Grupo Diabásico.

ORO

La explotación de oro en el Departamento de Nariño se remonta a la época precolombina, cuando los nativos de las áreas de Santacruz y Cumbitara explotaban el oro de filón para elaborar pequeños objetos ceremoniales y adornos (INGEOMINAS, 1997).

En los municipios de Guachavés y Piedrancha se encuentran filones auríferos que rellenan fisuras en brechas volcánicas y andesitas basálticas. Las venas contienen pirita, arsenopirita, esfalerita, calcopirita y galena en ganga de cuarzo. El contenido de oro varía entre 4 y 10 gr/t en algunos casos de hasta 80 gr/t (mina Bombona), el arsénico alcanza hasta 23% (JICA-MMAJ, 1983) y la galena contiene 6,57% de plomo (Kassem, 1979).

Los estudios de MMAJ - JICA (1981 - 1982) demostraron en el área El Diamante - La Bombona la existencia 477.000 toneladas de mena con tenor de 5,8 gr de oro, 91 gr de plata, 2,54% de arsénico, 1,7 de cinc, 0,22 de cobre y 0,11 de plomo (Arias & Jaramillo, 1987).

Los estudios realizados por JICA - MMAJ (1983) proponen dos tipos potenciales de mineralización primaria: venas de cuarzo lechoso en el noroeste del área y venas polimetálicas con abundantes sulfuros en el sureste del batolito.



Figura 48. Molinos de pisones en la mina Bombona.

7.1.1. Depósitos tipo pórfido cuprífero

Según INGEOMINAS (1997), depósitos de pórfido cuprífero tipo cobre - molibdeno disseminado se encuentran localizados al oeste del cuerpo intrusivo de Piedrancha. Las rocas encajantes de la mineralización están representadas por los grupos Diabásico y Dagua, intruidas por cuerpos porfíricos y granodioríticos de edad cenozoica.

Las mineralizaciones están constituidas principalmente por pirita, con pequeñas cantidades de calcopirita, oro y, localmente, molibdenita, se presentan en forma de vetas orientadas en tres direcciones preferenciales, NE-SW, NW-SE y N-S.

Actualmente, las explotaciones en estos depósitos están orientadas a la extracción de oro, sin embargo, los estudios realizados por JICA – MMAJ (1983), para algunos de estos distritos (Santa Rosa, río Ramos y Gualcalá Este) localizados en la parte centro-norte de la plancha, presentan tenores significativos de cobre.

7.1.2. Depósitos en venas polimetálicas

Las mineralizaciones auríferas de venas polimetálicas están conformadas por filones de cuarzo, enriquecidos en sulfuros que se presentan a manera de relleno de fracturas, principalmente en el área de las minas El Diamante, Paraíso y Bombona.

La mineralización consiste principalmente en filones de oro “electrum” en pirita, arsenopirita, galena, blenda y cuarzo, con espesores que van de 0,1 m a 12 m, con promedios no mayores de 0,5 m. En general, se identificó un filón principal y varias venillas secundarias asociadas a éste y venillas a manera de *stockwork* (INGEOMINAS, 1997). Las venas tienen una tendencia predominante NW-SE con inclinaciones normalmente hacia el este y en algunos sectores presenta relleno de fracturas con aspecto brechado o zonado.

Según INGEOMINAS (1997), los depósitos de venas polimetálicas son de origen hidrotermal - mesotermal, con dos pulsos mineralizantes plenamente identificados:

El primero de pirita y cuarzo que se destaca por el gran tamaño de los cristales; el segundo con una paragénesis de pirita, esfalerita, galena y cuarzo que corta el primero y presenta un tamaño de grano más fino. La mineralización con metales preciosos está asociada a este último pulso.

En el transcurso del proyecto de cartografía de la Plancha 428 Túquerres, fueron visitadas algunas de las minas actualmente en producción. En la cuenca del río Telembí en comprensión del Municipio de Santacruz, área de El Diamante – El Paraíso, son conocidas varias minas (San Sebastián, Gualquilia, Diamante, Auxiliadora, Hormiga, Marina, Gitana 1 y 2) reportadas en diferentes estudios; el más detallado de ellos, el del convenio MMAJ – JICA (1981-1982). Actualmente, estas minas están inactivas y solamente son trabajadas El Diamante y La Balvanera.

En la mina El Diamante se encuentran venas con rumbo NW y buzamiento entre 60°NE y 90° los minerales observados en muestra de mano fueron cuarzo, pirita, calcopirita y

galena, la roca encajante es andesítica (Figura 49a). En la actualidad se está explotando mineral de dos socavones y se cuenta con un pequeño montaje para la extracción del oro: molino, mesa concentradora, canalones y cianurador (Figura 49b).

Los valores para Au y elementos metálicos asociados en esta mina se pueden observar en las tablas 17 y 18, tomados de JICA – MMAJ (1983), consideran que la paragénesis de la mineralización de El Diamante tiene las siguientes etapas:

Pirita, arsenopirita, cuarzo y electrum.

Tetraedrita, galena, plata, electrum y cuarzo.

Esfalerita, calcopirita y cuarzo.

Pirita, marcasita y cuarzo.

La mina La Balvanera presenta varias venillas con rumbo N30°E que buzan entre 50 y 60°SE. Los minerales observados en muestra de mano fueron pirita y calcopirita en filones de cuarzo, la roca encajante es una milonita, con un protolito correspondiente a un pórfido andesítico con fenocristales de plagioclasa.

Actualmente se explota mineral de dos niveles, se cuenta con un montaje pequeño para la extracción de oro constituido por un molino y un cianurador. Estas guías son nuevas, están en proceso de construcción y se están llevando a cabo sin ningún control técnico, siguiendo la dirección de varios de los filones, por lo que se está convirtiendo en un laberinto.

Kassem (1979) hace referencia a la mina La Balvanera, localizada topográficamente en un nivel inferior al actual, y que ya se encuentra derrumbada, como de carácter hidrotermal y un tenor de 92 gr/t de oro.

MMAJ - JICA (1982) reportan como sitios de interés, por el contenido de oro y plata en afloramientos, los sitios San Antonio, localizado 800 m al oeste de la escuela del Paraíso (C9) y San Luis, en la misma dirección a un poco más de 2 km de la misma escuela.

Sobre la vía Guachavés – La Herradura, se está explotando oro de filón de la mina La Alegría, la producción es baja y las rocas encajante son diabasas.

En el área de La Bombona están localizadas las minas Bombona Alto y Bombona Bajo; el depósito es de tipo filoniano, las venas de cuarzo aurífero tienen dirección aproximada N50-60°W y buzan 70°NE, con espesor máximo de 40 cm, con cantidades pequeñas de pirita, arsenopirita, esfalerita, galena y calcopirita. La explotación de oro en esta zona se lleva a cabo desde hace más 40 años y la mayoría de las galerías están colapsadas.



Figura 49a). Frente de explotación en la mina El Diamante: filones en roca andesítica con intensa alteración hidrotermal.



Figura 49b). Instalaciones mina El Diamante: mesa de concentración y al fondo tanque de cianuración.

7.1.3. Alteración

La alteración hidrotermal identificada en el área de estudio se encuentra relacionada a eventos magmáticos y se presenta en los contactos intrusivos de la Granodiorita de Piedrancha con las rocas encajantes del Grupo Diabásico, donde se observan cambios mineralógicos por metasomatismo de contacto. También en las zonas de emplazamiento de los filones auríferos se producen zonas de alteración hidrotermal incipiente en los respaldos de las vetas.

Tabla 17. Análisis químicos de la Mina El Diamante (JICA - MMAJ 1983).

Localización	Au g/t	Ag g/t	Cu %	Pb %	Zn %	As %
Pared norte	8,9	65	0,1	0,1	0,9	2,7
Pared lateral	7,8	68	0,1	0,1	1,3	2,2
Pozo (<i>winze shaft</i>)	7,1	94	0,4	0,2	3	5

Pozo 6, S20°W inclinación 60° profundidad 120,6 m.

Profundidad (m)	Au g/t	Ag g/t	Cu %	Pb %	Zn %	Sb %	As %
65 – 67	3,4	41	0,12	0,07	2,64	0,01	3,64
72– 75,9	3,6	33	0,07	0,04	2,41	0,01	2,20
81,8- 93	9	59	0,13	0,10	3,95	0,01	4,22

Pozo 7, inclinación 80° profundidad 160,7 m.

Profundidad (m)	Au g/t	Ag g/t	Cu %	Pb %	Zn %	Sb %	As %
143,1-145,1	7,0	92	0,22	0,11	10,91	0,02	12,63
145,1-147,7	1,8	19	0,07	0,01	1,58	0,00	0,29

Tabla 18. Análisis químicos de la Mina El Diamante en el proyecto cartografía de la Plancha 428 Túquerres.

Muestra	Au g/t	Ag ppm	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Mo ppm
723643	0,28	1,4	7	27	134	<5
723644	1,26	8,5	8,07	29	104	<5
723645	0,45	12,8	16,5	113	1.270	<5
723646	3,39	15,5	31,7	372	5.230	<5

En la mina El Diamante, MMAJ - JICA (1982) reportan silicificación, sericitización, cloritización y calcificación en la plagioclasa; el piroxeno es reemplazado por tremolita, sericita, calcita y clorita.

Las únicas evidencias de alteración hidrotermal en superficie, fueron observadas dentro de rocas intrusas de composición tonalítica de la Granodiorita de Piedrancha, las cuales se presentan localmente argilizadas en cercanías de los sitios mineralizados. La alteración se presenta en capas de cuarzo - sericita - caolinita - pirita, con espesores que varían entre 20 y 70 cm a lo largo de los filones. En el área de alteración metasomática que afecta la roca caja, se encuentra oro en tamaños finos, que dada las características del material no es

recuperable en los molinos de pisones. No se descarta que esta alteración tenga origen supergénico (INGEOMINAS, 1997).

En las rocas ígneas encajantes se observa alteración de los feldespatos a caolinita y, en algunos sectores, alteración parcial a calcita. Los filones emplazados en estas rocas, constituidos esencialmente por cuarzo - pirita, pueden presentar, hacia los respaldos, sericitización (INGEOMINAS, 1997).

MANGANESO

Manifestaciones de manganeso se encuentran localizadas en Curcuel (D6), Municipio de Mallama y, según Arango & Ponce (1982), corresponden a yacimientos nodulares asociados a rocas de origen oceánico, ambiente éste altamente favorable para las acumulaciones de minerales de manganeso, cobalto y níquel.

Bueno (1943) describe varios afloramientos de silicatos, carbonatos de manganeso y superficialmente óxidos encajados en rocas esquistosas silíceas (pirolusita, manganita, psilomelana) con pirita y calcopirita en este depósito. Los análisis químicos reportados en dicho informe muestran un contenido de manganeso entre 11,20 y 52,64%. Actualmente, la mina de manganeso se encuentra abandonada.

AZUFRE

Las manifestaciones de azufre en la Plancha 428 Túquerres están asociadas a la actividad volcánica del Azufra, son originados por solfataras que depositan el azufre en las grietas por donde emanan los gases.

Las solfataras se encuentran en el extremo noreste de la laguna Verde (F10), se depositan en forma de cristales piramidales, en flor y en masa impalpable. Royo y Gómez (1941) consideró que la calidad es buena y abundante. Es explotado en forma rudimentaria y esporádica por los pobladores aledaños al volcán.

A unos dos kilómetros al suroeste de la laguna, en los nacimientos de la quebrada Guaicés o El Chilfe (F10), se encuentra otro prospecto de azufre con 306.000 toneladas de azufre (Rincón, 1953).

MATERIALES DE CONSTRUCCIÓN

Los depósitos volcánicos son la principal fuente de materiales de construcción, ya sea como rocas o como depósitos piroclásticos. Los primeros son utilizados como bases de edificios y material de fundición de pisos, enchapes y columnas; los piroclastos pueden ser utilizados para fundir ladrillos o bloques de gran calidad y dureza. Se encuentran como material de relleno en los cañones de los ríos, valles y terrazas.

En las orillas de las carreteras de los municipios de Santacruz y Samaniego son explotados como materiales de construcción los basaltos, las ignimbritas y el chert; la extracción se hace manualmente en pequeños frentes de trabajo.

En el Municipio de Túquerres, sector de El Espino y en el de Guachavés, de los depósitos de ceniza y flujos piroclásticos se extraen arenas (Figura 50) y las cenizas finas con plagioclasas caolinizadas se utilizan para la fabricación de ladrillos y tejas.

Las minas realizan el arranque de triturados de forma manual por medio de pico y pala con baja productividad y baja rentabilidad y sólo algunas de ellas presentan una mecanización insipiente que mejora las condiciones de trabajo y aumenta la rentabilidad de las explotaciones. En el Municipio de Mallama se explotan sobre los taludes de la carretera a Tumaco en los sitios La Calera (F9), río Verde (F8), San Miguel (D5), El Guabo (F8) y Piedrancha (E7), los depósitos piroclásticos recientes como fuente de materiales de construcción y como recebo para el mantenimiento de vías.

El volcán Azufral (F10) es de gran interés para el turismo con su hermosa Laguna Verde, bellos paisajes y aguas termales que pueden ser utilizadas como baños medicinales y, además, fuente de energía geotérmica.

Las posibilidades de encontrar nuevos sitios fuentes de recursos minerales según la litología descrita en la Plancha 428 Túquerres, son las siguientes:

Asociados a los diferentes cuerpos plutónicos e hipoabisales que afloran en la Plancha 428 Túquerres se podrían tener algunas manifestaciones de metales preciosos y básicos, principalmente en vetas con Au, Ag, Cu, Zn, tales como en la Granodiorita de Piedrancha en donde se localizaron venas de cuarzo con contenido de Au de hasta 8 gr/ton y Ag 92 gr/ton.

La presencia de oro aluvial en el río Telembí a su paso por este cuerpo batolítico indica de posibles mineralizaciones; se han realizado trabajos exploratorios en esta zona por MMAJ – JICA (1981 –1982), en los que se delimitaron anomalías para los elementos metálicos mencionados. La existencia de varias minas abandonadas indican la posibilidad de hallar nuevas mineralizaciones de cobre y metales preciosos. En las rocas hipoabisales existen mineralizaciones de tipo pórfido cuprífero.

Es factible encontrar mineralizaciones de sulfuros masivos volcanogénicos (Cu –Zn) o de tipo Besshi (Cu, Zn, Ni, Co), asociado a las rocas volcánicas y sedimentarias del Grupo Diabásico que aflora en la parte oeste de la Plancha 428 Túquerres.

Relacionados a la secuencia sedimentaria del Grupo Dagua en Curcuel (D6) se encontraron sedimentos manganíferos, lo que podría extender las expectativas de nuevas manifestaciones a toda esta unidad.

Los diferentes tipos de rocas que afloran en la región son fuente de materiales de construcción así: de la meteorización de las rocas intrusivas resultan arenas cuarzosas, las rocas volcánicas y los chert son utilizados como material de recebo en las carreteras, las areniscas y los conglomerados del Grupo Dagua y el material piroclástico de los depósitos

volcánicos recientes son una fuente de material de construcción poco explotado debido al escaso poblamiento urbano en esta región, pero se debe tener en cuenta la perspectiva de un futuro desarrollo urbano e industrial en esta región.



Figura 50. Extracción de arenas en depósitos piroclásticos en El Espino y río Azufral (Balalaica).

8. AMENAZAS GEOLÓGICAS

En la Plancha 428 Túquerres no se hizo un trabajo específico sobre la cartografía de amenazas geológicas, aunque se describieron problemas de deslizamientos en algunos sitios de la plancha, y se entiende que los fenómenos naturales causan restricciones al uso del territorio, ya que por su origen y magnitud pueden escapar al control del hombre y generar desastres, pese a que sus efectos pueden mitigarse.

Los desastres pueden ser el producto de procesos naturales, antrópicos o de la interacción entre ellos. Los estudios geológicos son de utilidad para el proceso de planificación y ordenamiento municipal y tienen, entre otras funciones, identificar y evaluar las amenazas y los riesgos de origen natural. La identificación y la mitigación permiten ajustarse a las características físicas del terreno y a un manejo adecuado del medio ambiente. Los estudios de cuencas y microcuencas, la determinación de riesgos sísmico y volcánico, de zonas de inundación y terrenos deleznable son esenciales para la planificación y la gestión de los entes municipales y departamentales.

Para realizar la clasificación de riesgos es necesario identificar los asentamientos humanos teniendo en cuenta las siguientes definiciones de Corantioquia (1998):

AMENAZA es el peligro latente que representa la posible ocurrencia de un evento catastrófico de origen natural o antrópico, en un período de tiempo y en un área determinada. Es necesario conocer, además, el tipo de amenaza, así como la frecuencia y la intensidad del fenómeno, para lo cual se puede recurrir a la comunidad o a los archivos históricos para determinar eventos ocurridos en tiempos anteriores y así proceder a evaluarla.

VULNERABILIDAD es la susceptibilidad de fallar o condición de estar expuesto a una o varias amenazas y su capacidad para afrontar un daño o perjuicio, es necesario analizar la vulnerabilidad frente a la amenaza para prevenir el RIESGO.

Las amenazas geológicas observadas en el área de trabajo están relacionadas a erupciones volcánicas, sismicidad, pero también a los movimientos en masa que se presentan principalmente en los cortes de las carreteras con taludes de hasta 50 m.

8.1 AMENAZAS POR DESLIZAMIENTO

Los deslizamientos en la Plancha 428 Túquerres se presentan tanto en las vertientes naturales como en cortes de vías. El volumen de los deslizamientos varía entre 10 y 5.000 m³, se producen principalmente por saturación y lavado de suelos. Los sitios más afectados son las carreteras Pasto – Tumaco y Túquerres – Samaniego.

Durante la cartografía de la plancha se visitaron algunos sitios críticos en los municipios de Túquerres, Ricaurte y Guachavés afectados por deslizamientos; además, se compiló información existente en INVÍAS, INGEOMINAS y la alcaldía de Ricaurte, sobre algunos de estos puntos.

8.1.1. Deslizamientos en vertientes naturales

En el Municipio de Guachavés se observaron varios lugares donde han ocurrido y persiste la amenaza por movimientos en masa. El primero de ellos en la quebrada La Laguna (C11), aproximadamente a 1 km de la cabecera municipal, por la vía que conduce al Corregimiento de Manchag, allí se observa una cicatriz de unos 100 m de ancho. Rey (1997) calculó el área de deslizamiento en 5.000 m². La corona de deslizamiento se observa a unos 10 m de altura sobre el nivel de la quebrada con desplazamientos que producen escarpes verticales y grietas entre 1m en la margen norte y 2,5 m en la sur sobre saprolito de rocas volcánicas con algunos bloques angulares de diabasas con diámetro $\leq 0,50$ m. El terreno es cenagoso aun en tiempo de verano (Figura 51).

En este sitio se produjo en diciembre de 1988 un deslizamiento que provocó el represamiento de la quebrada La Laguna y la posterior avenida torrencial de su receptor, la quebrada Honda (C12), con saldo de ocho (8) víctimas, una escuela y varias viviendas sepultadas por el lodo en la Vereda Chaguez (C12), ubicada sobre la carretera Túquerres – Samaniego, cerca de la desembocadura de la quebrada Honda al río Pacual.

Actualmente, el sitio de deslizamiento está cubierto por vegetación arbustiva y pastos, la pendiente es suave y presenta procesos de reptación. Ni sobre el terreno, ni en fotografías aéreas se observaron fallas geológicas regionales, los motivos de los movimientos en masa posiblemente son la deforestación y el factor hidrológico, por la presencia en las laderas de zonas húmedas pobremente drenadas.

El segundo sitio observado se encuentra limitado en el lado norte por la quebrada El Placer (C11), en el perímetro urbano de Guachavés y sobre la vía que comunica a la cabecera municipal con la Vereda El Diamante; allí se encuentra una cicatriz de deslizamiento de unos 100 m de ancho y 10 m de altura sobre el nivel de la carretera (Figura 52), Rey (1997) calcula en 3.000 m² el área del deslizamiento.

La pendiente es suave, presenta procesos de reptación y grietas paralelas a la corona de hasta 1 m de profundidad en saprolito de rocas volcánicas. En este lugar tampoco se observaron fallas geológicas ni sobre el terreno ni en fotografías aéreas, el movimiento fue inducido por problemas hidrológicos y por ausencia de vegetación arbórea, la única aptitud del suelo en ese sitio es la forestal. En su vecindad se encuentran varias viviendas.



Figura 51. Deslizamiento en la quebrada La Laguna, Municipio de Guachavés. Bloques de diabasas en un saprolito arcilloso con materia orgánica y terreno cenagoso que acentúa el proceso de remoción en masa.

8.1.2. Deslizamientos en cortes de vías

Sobre la carretera Guachavés – El Diamante (D11) se han producido algunos deslizamientos menores de 1.000 m^3 , la pendiente es fuerte y el terreno se encuentra desestabilizado por la apertura de la carretera. Aflora saprolito de rocas volcánicas con bloques de diabasa de hasta 1,5 m de diámetro en matriz de cenizas volcánicas de color pardo rojizo.

En el Municipio de Ricaurte se visitaron varios lugares donde han ocurrido movimientos en masa sobre la carretera que conduce a Tumaco, en el tramo Ricaurte (C4) – Ospina Pérez (C3). Allí se han producido varios deslizamientos debidos principalmente a problemas hidrológicos y de estabilidad de los taludes en saprolitos muy fracturados de rocas volcánicas.

En el sitio Palpis (C3), frente al poste marcado como km 23, se localiza un deslizamiento que tapona media banca de la carretera, de 50 m de ancho y 20 m de altura, el material removido consiste en lodo de color pardo rojizo con bloques de diabasa de diámetro $\leq 0,30$ m. En la descripción hecha en el estudio de INVÍAS (2000) se dan los siguientes parámetros: altura 90 m, ancho 180 m, longitud 140 m, espesor 5 m, pendiente 35° , deslizamiento activo retrogresivo, causó la pérdida de tres viviendas. Se considera como causas del deslizamiento las condiciones del terreno (material sin cohesión, muy permeable), la infiltración de aguas, la acelerada deforestación y la explotación de materiales de construcción.



Figura 52. Deslizamiento en el área urbana de Guachavés.

En el sitio Ospina Pérez (C3), según lo relatado por habitantes de este lugar, ocurrió un deslizamiento en 1950 que produjo pérdidas de vidas humanas y materiales. La observación de campo permitió ver la deforestación en la zona de este antiguo deslizamiento, limitado en los costados por fuentes de agua, grietas paralelas a las fuentes de agua (N-S) y pequeños deslizamientos sobre la carretera; los hundimientos cerca a la corona de deslizamiento son de 50 cm, también se encontraron grietas cerca de la carretera, paralelas a la corona (E-W) con profundidad de 50 cm, están separadas entre sí 2 m, el material aflorante son gravas de rocas volcánicas en matriz arcillosa. El agua corre libremente por las laderas, lo que aumenta la saturación del terreno y forma zonas pantanosas.

El informe de INVÍAS (2000) describe las dimensiones de este evento con altura de 60 m, ancho 145 m, longitud 150 m y espesor 8 m, la pendiente es de 25°, lo consideran como un deslizamiento activo con asentamiento hasta 200 m del borde de la carretera, con numerosas grietas; con posibilidad de que ocurran nuevos movimientos con riesgo de pérdida de vidas humanas y taponamiento de la carretera. El movimiento se clasifica como rotacional retrogresivo. La zona es de alta pluviosidad.

En el km 24+0,260 de la misma vía, colapsó la banca de la carretera, la cual se hundió unos 10 m, lo que obligó a reconstruir ese tramo sobre el anterior trazado.

El informe de INVÍAS (2000) indica que el tramo desplazado es de 80 m, con manantiales de agua en la parte inferior del hundimiento, movimientos múltiples, hundimientos y flujos de lodo, con erosión dinámica de taludes e infiltración de agua en una zona de alta pluviosidad.

En el tramo entre las poblaciones de Ricaurte (C4) y Ospina Pérez (C3) no se observaron vestigios de fallas regionales durante la cartografía geológica ni la fotointerpretación. Las posibles causas de los movimientos en masa, en este sector, probablemente sean: el talud de la carretera y el cambio en el nivel freático provocado por el corte de la carretera, los procesos dinámicos erosivos de las quebradas en materiales poco compactados y permeables que buscan el nivel del río Güiza, la alta pluviosidad que produce saturación del terreno, agravada por la vasta deforestación.

A la entrada de Ricaurte (C4) desde el oriente, sobre la carretera que conduce a Tumaco, se observa un deslizamiento de 20 m de ancho y 10 m de alto. En la parte superior de la ladera, a una distancia de 25 m de la corona de deslizamiento, se observan grietas de 30 cm de profundidad. El borde occidental está marcado por una pequeña quebrada cuyo borde está más alto que el resto del terreno, por lo tanto, las aguas de escorrentía no drenan hacia la quebrada, sino que corren libremente por la ladera, y se filtran por las grietas. El deslizamiento es activo. La litología observada son limos y algunas gravas de rocas volcánicas provenientes del material de derrubio del deslizamiento anterior.

En el informe de Salgado et al. (1997) sobre el deslizamiento del Barrio Cartagena de Ricaurte, que en 1989 averió varias casas y en marzo de 1997 cubrió 30 m de vía, se caracteriza el sitio de la siguiente manera:

Zona con relieve montañoso fuerte con pendiente entre 20 y 45° y de alta pluviosidad que favorece la saturación de los suelos y la infiltración. El sector sufre hundimiento y volcamiento con superficie de falla que se desarrolla desde un escarpe de 0,5-1,0 m de altura, localizado entre 7 y 10 m atrás de la cresta del talud del corte de la carretera que es de 10 – 15 m, con señales de movimiento reciente. La longitud del tramo es de 20 – 25 m paralelo a la carretera y es parte de del escarpe principal del deslizamiento de 1989.

La carretera Túquerres – Samaniego ha perdido en varios tramos parte de la banca por desplome, debido al material deleznable. En las afueras de la cabecera municipal de Túquerres (F12), sobre la vía a Tumaco, se han visto afectadas algunas viviendas por deslizamientos de los taludes verticales cortados sobre cenizas volcánicas (Figura 53).

En el Municipio de Mallama son comunes los deslizamientos sobre la carretera a Tumaco en el tramo La Verbena (G9) – Ricaurte (C4).



Figura 53. Deslizamiento salida Túquerres hacia Tumaco.

8.2 AVENIDAS TORRENCIALES

Las avenidas torrenciales se producen en los ríos de montaña provocados por eventos de lluvias concentradas en sus cabeceras. El efecto más destructivo ocurrió en la quebrada La Honda (C12) que nace en Guachavés y que produjo una avalancha que causó víctimas fatales y pérdidas materiales en viviendas y en la banca de la carretera que comunica a Túquerres con Samaniego.

En el Municipio de Mallama, en el período de lluvias, son susceptibles o se han presentado problemas de avenidas torrenciales en los afluentes del río Güiza, la quebrada Yupe (F8) y el río Verde (F9). Estas avenidas son comunes en la carretera Pasto – Tumaco entre La Calera (F9) y El Guabo (F8) con continuos taponamientos de la vía causados por las aguas que corren por las laderas arrastrando bloques no consolidados de los depósitos laháricos y lavando gran cantidad de cenizas de los depósitos piroclásticos. El 24 de diciembre de 1999 una avenida torrencial de la quebrada que pasa por El Guabo (F8) provocó 18 víctimas fatales y el taponamiento de la vía.

La Plancha 428 Túquerres es cruzada por los sistemas de fallas Cauca – Patía en el oriente y Junín – Sambiambí en el occidente, está próxima a la zona de Benioff intermedia y sometida a la interacción de la Placa Nazca con un movimiento >50 mm año, lo que la convierte en posible escenario de sismos y actividad volcánica del volcán Azufra (AIS et al., 1998).

8.3 AMENAZA SÍSMICA

En el mapa de amenaza sísmica (AIS et al., 1998), el Departamento de Nariño se encuentra localizado en zona de amenaza sísmica alta con una aceleración horizontal efectiva $A_a = 0,40$ y $A_d = 0,06$ en Ricaurte, $A_a = 0,30$ y $A_d = 0,04$ en Túquerres, Guachavés y Sapuyes, $A_a = 0,30$ y $A_d = 0,05$ en Piedrancha.

Un estudio de Sismicidad Histórica de Nariño realizado por Espinosa (2001, comunicación escrita) recoge los siguientes eventos sentidos en Túquerres:

1906 ENERO 31 (Intensidad VII) con epicentro en la Costa Pacífica, uno de los terremotos que mayor energía cinética ha liberado en el mundo, ocasionó fuertes daños y el desplome de la torre de la iglesia, y sepultó entre sus ruinas cinco (5) obreros que trabajaban en ella e hiriendo a tres más, dos de los cuales fallecieron.

1923 DICIEMBRE 15- 18 (Intensidad VII) durante esos días se sintieron intensos temblores que provocaron el derrumbamiento de edificios y más de 120 muertos, la mayoría de las casas se agrietaron (dos temblores muy fuertes) parte de la población se va de Túquerres por hambre y miseria.

1926 DICIEMBRE 18 (Intensidad VI) se destruyen varios edificios, hay algunos heridos.

1935 AGOSTO 6, 7, 10 (Intensidad VII). Epicentro en La Chorrera, cerca de Túquerres. Sucede un catastrófico hundimiento, las edificaciones quedaron cuarteadas y muchas cayeron. En el sector entre Túquerres y Tangua se derrumbaron los taludes y taparon la plataforma, la vía quedó destruida.

1935 OCTUBRE 26 (Intensidad VII La Chorrera, Intensidad VIII Túquerres). El probable epicentro es Túquerres. La gente sale de la ciudad, muchos edificios están cuarteados y buena parte destruidos; según las revisiones, deben ser demolidos de inmediato. En la iglesia se presentó ruptura en el pavimento, altares y entablado.

1936 ENERO 26 (Intensidad VII). Se requiere reparación de telégrafos y construcción de nuevos locales. En la mina El Tábano quedan sepultados numerosos trabajadores en los socavones, se presentan derrumbes.

1936 JULIO 14, 17, 18, 19, 20 (Intensidad VII). Se desploman algunas casas y tapias, la iglesia amenaza desplomarse, los edificios no pueden continuar habitándose. No se registran muertos o heridos hasta el 14. Se presentaron hundimientos de tierra cerca del volcán Azufra. El 17 se presentan numerosos muertos y heridos, las calles se obstruyen con el derrumbamiento, la iglesia es la que más daños sufrió.

1947 JULIO (Intensidad VIII). Ocurre la casi total destrucción de Túquerres.

También se encuentran en la literatura (Ramírez, 1975) datos sobre sismos sentidos en Túquerres y Sapuyes en enero 5 y 6 de 1936, que causaron deslizamientos de tierra que obstruyeron el cauce del río Sapuyes y cuya posterior avenida torrencial el 9 de enero arrasó el caserío La Chorrera con 250 – 300 habitantes. El 15 de julio del mismo año un terremoto destruye a Túquerres.

La Red Sismológica Nacional de Colombia presenta un registro de sismos entre 1993 y 2001 entre los cuales se destacan algunos ocurridos en el área de la Plancha 428 Túquerres (Tabla 19), posiblemente asociados a fallas que penetran en el área de la plancha y al volcán Azufra (Figura 54).

En esta figura se puede observar concentración de sismos superficiales y de baja magnitud (<2,5) que circundan los bordes del volcán Azufra, principalmente en el noreste, cabeceras del río Azufra (E11).

En la Tabla 19 se observan sismos con profundidades entre 30 y 127 km en la cuenca del río Telembí (B9 – 10) con magnitud máxima de 2,7, aparentemente sin relación con las fallas interpretadas. A la Falla Río Güiza podrían estar asociados los sismos superficiales del sector de Palpis, con magnitudes hasta 3,2.

Los sismos de mayor profundidad >200 km con magnitudes entre 2,2 y 4,6 están localizados en el sector occidental de la plancha, principalmente en las cabeceras del río Nulpe (G1, 2) y Mulas (G4), probablemente relacionados con la zona de subducción. También se registró un sismo profundo (245 m) de magnitud 4,7 en el río San Martín (G6).

8.4 AMENAZA VOLCÁNICA

El vulcanismo ha jugado un papel muy importante en la evolución y desarrollo del área de la Plancha 428 Túquerres durante el Plio – Cuaternario; particularmente, el volcán Azufra (F10) como también El Cumbal (Plancha 447 Ipiales) y posiblemente de centros volcánicos no reconocidos como Colimba, ayudaron a moldear el paisaje y a generar suelos fértiles que hoy son utilizados en agricultura y ganadería.

Tabla 19. Sismos en la Plancha 428 Túquerres entre 1993 y 2001 (RSNC).

Año	Mes	Día	Latitud N	Longitud W	Profundidad	Magnitud	Epicentro
1993	Ago	12	1.18	-77,68	Sup	2,6	SANTACRUZ
1994	Feb	22	1.05	-78,14	222	2,2	RICAURTE
1994	Abr	18	1.03	-77,84	Sup	3,0	PIEDRANCHA
1994	Jul	23	1.28	-77,75	127	2,3	SANTACRUZ
1994	Jul	31	1.13	-77,65	Sup	2,9	TÚQUERRES
1995	Nov	22	1.05	-77,71	5	2,1	TÚQUERRES
1995	Dic	7	1.05	-77,79	Sup	1,9	PIEDRANCHA
1995	Dic	17	1.28	-78,38	7	2,3	ALTAQUER
1996	Ago	1	1.34	-77,85	Sup	3,5	SANTACRUZ
1996	Ago	11	1.21	-77,66	Sup	3	SANTACRUZ
1996	Sep	19	1.14	-77,7	Sup	2,4	SANTACRUZ
1996	Oct	13	1.13	-77,68	Sup	2,1	TÚQUERRES
1997	Feb	5	1.3	-77,96	Sup	2,9	RICAURTE
1997	Abr	2	1.11	-78,08	Sup	3,3	RICAURTE
1997	Jun	16	1.03	-78,07	258	4,6	RICAURTE
1997	Ago	25	1.12	-77,78	Sup	2,3	MALLAMA
1998	Abr	17	1.22	-78,07	Sup	2,8	RICAURTE
1998	Jul	18	1.35	-77,79	Sup	4,3	SANTACRUZ
1998	Sep	22	1.26	-77,8	31	2,7	SANTACRUZ
1998	Sep	22	1.23	-77,79	27	1,9	SANTACRUZ
1998	Oct	13	1.07	-77,9	Sup	2,4	MALLAMA
1998	Dic	26	1.25	-78,14	251	3,4	RICAURTE
1999	Ene	10	1.05	-78	202	3,6	RICAURTE
1999	Abr	17	1.18	-77,93	Sup	2,2	MALLAMA
1999	Oct	11	1	-77,86	21	2,2	MALLAMA
1999	Oct	27	1.31	-78,19	63	2,2	RICAURTE
1999	Nov	20	1,06	-78,02	Sup	2,9	RICAURTE
2000	Ene	3	1.09	-77,62	Sup	2,5	TÚQUERRES
2000	Mar	14	1.12	-77,71	Sup	1,7	TÚQUERRES
2000	Abr	28	1.02	-77,62	39	1,9	SAPUYES
2000	Oct	6	1.04	-77,86	88	1,6	MALLAMA
2000	Nov	24	1.03	-77,91	245	4,7	MALLAMA
2001	Jul	16	1.22	-78,06	10	3,2	RICAURTE

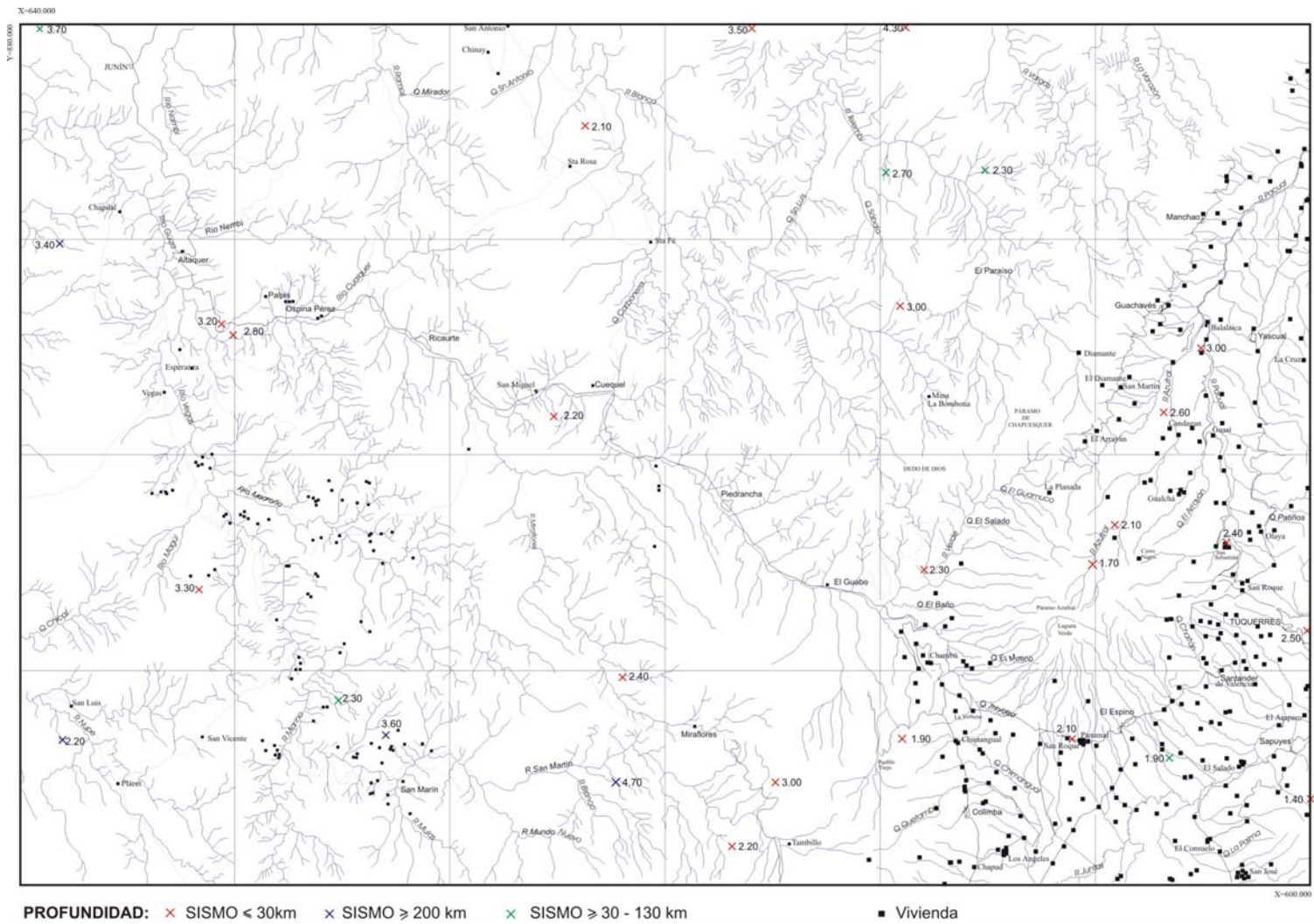


Figura 54. Mapa de sismos (1993-2001) en la Plancha 428 Túcuéres.

Se considera que un volcán es activo cuando ha tenido al menos un evento eruptivo en los últimos 10.000 años (INGEOMINAS, 2000). En el volcán Azufra se han registrado eventos principalmente en un período entre 4.000 y 3.500 años (Tabla 12), y este vulcanismo de composición andesítica – riodacítica es considerado de tipo explosivo con predominio de productos piroclásticos de flujo y caída con flujos de lava y lodo asociados.

Los fenómenos volcánicos constituyen una amenaza para la actividad humana, que pueden causar daños materiales y pérdida de vidas, en esta zona especialmente para la población de Túquerres, la más próxima al volcán.

Actualmente no se dispone de un estudio de amenaza volcánica del volcán Azufra que tenga la cartografía de las zonas en riesgo y escenarios potenciales de cada uno de los factores de amenaza o tipos de eventos como flujos de lava, caída y flujo de piroclastos, oleadas y gases, y otros, pero el INGEOMINAS lo está elaborando a través del Centro Operativo Regional Pasto.

Entre las posibles amenazas del Azufra se deben considerar las siguientes: los predios hasta cierta distancia del volcán pueden ser cubiertos por piroclastos. La ceniza, debido a su composición química y contenido de vidrio volcánico, puede causar intoxicación en los animales que consuman pastos y vegetación contaminada.

Las cenizas y gases volcánicos pueden contaminar las fuentes de agua, los flujos piroclásticos pueden taponar los cauces de los ríos y quebradas, y provocar represamientos que a su vez causarían avenidas torrenciales e inundaciones.

Es alta la amenaza por oleadas en el sector entre Túquerres (F12) y La Verbena (G9) debido a lo poco profundo de los cañones que no alcanzarían a encausar el flujo, lo que provocaría un flujo por laderas. Sobre la vía Pasto – Tumaco, en el sector mencionado, se encuentran registros de por lo menos 2 – 3 oleadas en los últimos 2.800 años.

Un mapa de amenaza volcánica debe contemplar la delimitación de las zonas de amenaza Alta, Media y Baja con cada uno de los posibles eventos volcánicos en la zona: afectación por flujos piroclásticos, proyectiles balísticos, ondas de choque, caídas piroclásticas, flujos de lava y flujos de lodo secundario, localizados sobre una buena base topográfica con curvas de nivel, drenaje y poblados.

9. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

La historia geológica del área de la Plancha 428 Túquerres hace parte de la de Los Andes colombo ecuatorianos en su sector septentrional y especialmente de la zona occidental (Cordillera de la Costa en Ecuador y Occidental en Colombia) de ambiente oceánico y el límite con las cadenas de origen continental hacia el oriente. La reconstrucción histórica se basa en el registro litoestratigráfico que se inicia con el Cretácico Superior con los grupos Dagua y Diabásico, y se extiende, de manera discontinua, hasta el Holoceno con los depósitos piroclásticos asociados a la actividad más reciente del volcán Azufral y a la conformación de depósitos aluviales a lo largo del cauce de las corrientes actuales y la acumulación de bloques de diferentes unidades litológicas por acción de la gravedad.

Diferentes trabajos efectuados durante los últimos años consideran esta región como parte del Occidente Colombiano, región para la cual, con base en la tectónica de terrenos, se han planteado distintos modelos evolutivos (Estrada, 1972; Etayo et al., 1983, Toussaint & Restrepo, 1988; Duque-Caro, 1990; Nivia, 1993, 1998; Estrada, 1995) y aunque estos pueden diferir en sus límites, estilo estructural o estratigrafía, todos coinciden en considerar el Occidente Colombiano como constituido por litósfera oceánica cretácica separado del Oriente Colombiano de afinidad continental, por el sistema tectónico Cauca-Romeral.

La posición de las placas litosféricas que actuaron sobre el borde occidental de Suramérica durante el Cretácico puede variar de uno a otro en detalles locales, pero muestran tendencias generales que permiten reconstruir la evolución del área a partir de este momento (Duncan & Hargraves 1984; Dercourt et al., 1985; Stephan et al., 1990; Fourcade et al., 1991). La separación de Norteamérica y Europa como consecuencia de la apertura del Atlántico Norte a finales del Jurásico, afectó el borde noroccidental de Suramérica y, como consecuencia, la formación de un dominio oceánico (Protocaribe) al occidente del Oriente Colombiano (Dercourt et al., 1985; Stephan et al., 1990).

La apertura del Protocaribe termina a finales del Cretácico temprano y la Placa Farallón entro en cuña entre las placas de Norteamérica y Suramérica, y se produjo su fragmentación lo cual permitió la formación de un nuevo dominio oceánico, el Caribe, limitado por zonas de subducción a partir de los cuales se formaron Las Antillas, y se desarrollaron, al mismo tiempo, dorsales de expansión, con lo cual se inició la separación entre las placas Pacífico, Farallón y Phoenix (Duncan & Hargraves 1984).

A mediados del Cretácico, Larson (1995) considera que se formó una super pluma en la base del manto que ascendió hacia la superficie que se emplazó hacia el Pacífico Occidental y como consecuencia se formaron puntos calientes, como el de Galápagos, a partir de los cuales se generaron grandes volúmenes de basaltos que se acumularon sobre la corteza oceánica y fueron transportados hacia la zonas subducción y colisión.

Durante el Cretácico tardío se produjo la acreción de corteza oceánica al borde del continente y la mayor parte del *plateaux* del Caribe, como consecuencia de un vulcanismo intraplaca (Schangler et al., 1981). Esta nueva provincia oceánica se acercó a la margen continental desde el suroeste como consecuencia del desplazamiento de la Placa de Farallón (Duncan & Hargraves, 1984). Etayo et al. (1982) consideran que el borde continental estaba relativamente cerca, lo cual explicaría la presencia de clastos de origen continental y abundancia de sedimentitas silíceas. Sin embargo, Nivia (1997) considera que estas rocas hacen parte de depósitos más jóvenes acumulados en el talud continental desarrollados durante la formación de un complejo acrecionario.

Durante el Paleógeno, la placa estuvo bordeada al suroccidente por un arco producto de una nueva zona de subducción (Toussaint, 1996), el *plateaux* acrecionado bloqueó las zonas de subducción y la Placa de Farallón se hundió por debajo del arco en el lado oceánico para dar lugar a una nueva zona de subducción (Nivia, 1997). A partir de este momento, el borde noroccidental de Suramérica evoluciona como una margen continental activa donde simultáneamente se desarrolla una cuenca de frente de arco y procesos magmáticos.

Entre el final del Cretácico tardío (80 Ma) y el Neógeno (25 Ma), la Placa Caribe y la triple unión: Caribe –Suramérica –Farallón controlaron la evolución tectónica del norte de Suramérica (Duncan & Hargraves, 1984). Para Pilger (1983) y Duncan & Hargraves (1984), a comienzos del Neógeno hubo una reorientación en el movimiento de las placas Caribe y Suramérica como consecuencia del fraccionamiento de la Placa Farallón, la cual se dividió en las placas Cocos y Nazca, evento que coincide con el inicio de Orogenia Andina.

La Plancha 428 Túquerres se encuentra localizada sobre la Cordillera Occidental en los terrenos Dagua (Etayo et al., 1983), Calima (Restrepo & Toussaint, 1988), Cordillera Occidental (Estrada 1995) y de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental, PLOCO (Nivia, 1993, 1997), localizados al occidente del sistema tectónico Cauca.-Romeral que marca el límite entre los dominios oceánico al occidente y continental al oriente en el territorio colombiano. Las rocas más antiguas en estos terrenos corresponden a las vulcanitas básicas del Grupo Diabásico del Cretácico Superior con algunos niveles de piroclastitas y sedimentitas marinas intercaladas, que serían el resultado de la acreción progresiva de parte del *Plateaux* del Caribe por aproximación de la Placa Farallón al bloque continental (Nivia, 1997). Durante este proceso continuo de acreción por subducción, se forma un complejo acrecionario, Grupo Dagua, cuya deformación fue el resultado de la imbricación de cuñas o escamas de fragmentos de la corteza oceánica. Para Nivia (1997), las características estructurales y estratigráficas de estas unidades en su deformación corresponden con la Orogenia Calima de Barrero (1979), como resultado del proceso continuo de presión por subducción y la formación del complejo acrecionario.

Las rocas del Grupo Diabásico, Formación Volcánica (Nivia 1997), constituyen, de acuerdo con sus características geoquímicas, una asociación toleítica en la cual la distribución de los elementos trazas y tierras raras, indican que corresponde a fragmentos del *plateaux* oceánico (Nivia 1997).

Durante el Cretácico tardío, al occidente de la Cordillera Occidental formada por la acreción de los basaltos de la Placa Caribe al arco volcánico, se formó una cuenca residual de *forearc*, cuyo peso sería la corteza oceánica remanente sobre la cual se depositaron los elementos del Grupo Dagua. Estos sedimentos comenzaron a depositarse sobre la pendiente de la cuenca que daba hacia el continente, y constituyen una secuencia turbidítica (Formación Espinal) cuya fuente se encontraba en el arco magmático y en el continente.

El final del proceso de sedimentación y de la actividad volcánica ocurrió a principios del Paleógeno como consecuencia de la migración de la zona de subducción hacia el occidente (Duncan & Hargraves, 1984; Restrepo & Toussaint, 1988). El conjunto volcano sedimentario (Diabásico-Dagua) se acrecionó al continente en el Paleógeno temprano a lo largo del Sistema de Fallas del Cauca (Toussaint, 1996), proceso al cual estaría relacionado el emplazamiento tectónico de rocas máficas - ultramáficas entre las cordilleras Central y Occidental.

A la nueva zona de subducción generada al occidente, se relaciona un ciclo de actividad magmática en el Paleógeno, durante el cual se forma un arco magmático al cual se relacionan las rocas plutónicas de la Granodiorita de Piedrancha y rocas hipoabisales de composición andesítica - dacítica; etapas de fragmentación en las etapas finales de emplazamiento de estas rocas permiten la acumulación de soluciones hidrotermales con sulfuros - oro que en algunos sitios alcanzan concentraciones con interés económico. Esta zona de subducción ha controlado la generación del magmatismo de margen continental activa hasta hoy, aunque se manifiesta en varios ciclos y que corresponde posiblemente a una reorientación en el movimiento de las placas oceánicas y de Suramérica y de su ángulo de convergencia.

Este sistema de subducción continúa hasta hoy con la zona de Benioff al sur de Colombia buzando 30-35° en dirección S60°E por debajo de la margen continental suramericana tectónicamente activa (Pennington, 1981). El inicio de la Orogenia Andina en el sentido de van der Hammen (1958), sería el resultado de este nuevo régimen y con ellas se inicia un nuevo ciclo magmático que se extiende hasta hoy.

En el área de la plancha no hay un registro del ciclo magmático plutónico que se inicia en el Neógeno, pero éste se manifiesta al norte con la intrusión del Batolito Anchicayá y continúa con una serie de pequeños stocks y plutones acompañados de actividad volcánica (Nivia, 1997). En la margen continental de Colombia la actividad volcánica de este sitio tectónico se inició hace 25-30 Ma (van Houten, 1976) sobre el eje de la Cordillera Central actual y se extiende hasta hoy.

El levantamiento principal de Los Andes en Colombia ocurrió hacia el Mioceno tardío - Plioceno y durante él se establece una cadena de volcanes hacia el eje de la Cordillera Central y su prolongación hacia el sur en el Ecuador (Feininger, 1980). El vulcanismo continuo Pliocuaternario y el levantamiento – erosión en las cordilleras Central y Occidental permitió la acumulación de potentes depósitos entre estas cordilleras y al occidente de éstas; la deformación y el levantamiento por tectonismo vertical fue dominante y muchas de las antiguas fallas de rumbo dextrales fueron reactivadas principalmente como fallas con un movimiento en sentido vertical.

La configuración geomorfológica del Altiplano Nariñense, en gran parte, debida a la actividad volcánica en la región suroccidental a partir del Neógeno tardío y especialmente de los volcanes Cumbal y Azufral, aunque es posible que incluya productos de antiguos centros volcánicos no identificados o que fueron destruidos. Esta actividad dio origen a depósitos piroclásticos de diferente naturaleza que, acumulados sobre rocas de los grupos Diabásico y Dagua, suavizaron el paisaje de la región y, transportados a lo largo de las depresiones, fueron acumuladas para dar la configuración actual del área.

La evolución del volcán Azufral comienza con la formación de un cono volcánico en el borde del Graben Interandino entre las cordilleras Central y Occidental y la efusión de lavas andesíticas en el Plioceno. Fue seguido de una fase explosiva durante la cual fueron emitidos grandes volúmenes de productos piroclásticos, especialmente de flujo, que produjeron el colapso de la caldera y que originaron en gran parte depósitos piroclásticos localizados al occidente del cráter actual. En el Holoceno (3.800 - 4.000 años), se produce rejuvenecimiento de la actividad con la formación de domos exógenos que durante su emplazamiento hicieron explosión varias veces y generaron depósitos piroclásticos, algunos de gran espesor, pero entre explosiones pudo ocurrir un período de silencio volcánico que permitió la formación de suelos.

Aunque los depósitos piroclásticos son principalmente de flujo, también se observan evidencias de erupciones plinianas caracterizadas por la presencia de capas de pómez de caída hacia los flancos del volcán y hacia la parte superior cerca de la caldera se encuentran depósitos de oleadas con estratificación ondulada. Estas erupciones tienen una edad de 2.880 años (OLADE, 1982), e indican un aporte de grandes volúmenes de aguas proveniente posiblemente del basamento. La actividad volcánica continúa hasta hoy y se manifiesta por la presencia de fumarolas y fuentes termales.

Evidencias de glaciación se observan en los alrededores del volcán Azufral. La erosión intensa y el vulcanismo que configuraron las formas actuales fueron aceleradas durante el Pleistoceno-Holoceno por el levantamiento regional como resultado de la evolución orogénica en relación con la interacción de las placas Nazca y Suramericana y en épocas recientes por la actividad antrópica hasta alcanzar la configuración geomorfológica actual.

Los depósitos vulcanogénicos están pobremente consolidados y no presentan deformación. Sin embargo, el levantamiento de la cadena andina continúa hasta hoy y, como consecuencia de ello, estos depósitos están siendo erosionados y los valles formados son rellenados con aluviones, en algunos casos quedan levantados con respecto al cauce actual y forman terrazas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AQUATER. 1987. Proyecto geotérmico binacional Tufiño – Chiles – Cerro Negro. Modelo geotérmico, síntesis y recomendaciones. Informe para OLADE. Bogotá, 60 p.
- AIS-INGEOMINAS-UNIANDES. 1998. Estudio general de Amenaza Sísmica de Colombia. INGEOMINAS, Publ. Esp., 252 p. Santa Fe de Bogotá.
- ÁLVAREZ, J. 1983. Geología de la Cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides mesocenoicos. Ingeominas, Bol. Geol., 26(2):1-175. Bogotá.
- ÁLVAREZ, J., LINARES, E. 1979. Edades del Batolito de Piedrancha y el Stock de Arboledas, Departamento de Nariño. U. Nal., Publ. Esp. Geol., 22:6 p. Medellín.
- ARANGO, J.; PONCE, A. 1980. Reseña Explicativa del Mapa Geológico del Departamento de Nariño. Ingeominas, Informe 1818, 40 p. Bogotá.
- ARANGO, J.; PONCE, A. 1982. Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Nariño, Escala 1:400.000. Ingeominas. Bogotá.
- ARIAS, A.; JARAMILLO, L. 1987. Minerales de cobre. Ingeominas, Recur. Min. Col., 1:123-184. Bogotá.
- ASPDEN, J. 1984. The Geology of Western Cordillera and Pacific Coastal Plain in the department of Valle del Cauca (Sheets 261, 278, 279, 280 and 299). Ingeominas – Misión Británica, Informe 1959, 61 p. Cali.
- BAILEY, G. B.; DWYER, J. L.; FRANCICA, J. R.; FENG, M. S. 1984. Update on the use of remote sensing in oil and gas exploration. En: DAVIDSON, M. J.; GOTTLIEB, B. M. (eds). Unconventional methods in exploration for petroleum and natural gas, 3 Simp., Southern Methodist University, 231-253. Dallas.

- BALDOCK, J.W. 1982. Geología del Ecuador. Boletín de la explicación del mapa geológico de la República del Ecuador, escala 1:1.000.000. Divis. Invest. Geol. – Min., 69 p. Quito.
- BANKS, N., CALVACHE, M. & WILLIAMS, S., 1997. ^{14}C ages and activity for the past 50 Ka at volcan Galeras. In: J. Stix, M.L. Calvache, S. Williams (editors). Galeras volcano, Colombia: Interdisciplinary study of a decade volcano. Journal Vulcanology Geotherm. Research, 77 (1 – 4): p 39 – 56.
- BARD, J. P. 1986. Microtextures of igneous and metamorphic rock (Petrology and structural geology). Traducido de Microtextures des roches magmatiques et metamorphiques. Reidel, 264 p. Holanda.
- BARRERO, D. 1974. Metamorfismo regional en el Occidente Colombiano. Fac. Min., Simp. Ofiolitas. Medellín.
- BARRERO, D. 1979. Geology of the central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. Ingeominas, Publ. Geol. Esp., 4:1-75. Bogotá.
- BAUMGARDNER, R. W. 1987. Landsat – Based Lineament Analysis, East Texas Basin and Sabine Uplift Area. Report of Investigations 167. Bureau Econ. Geol., U. Texas at Austin, 26 p. Texas.
- BECHON, F.; MONSALVE, M. L. 1991. Activité récente préhistorique du volcan Azufral (SW de la Colombie). C.R. Acad. Sci. Paris, 313(2):99-104.
- BETANCUR, T.; CORREA, A. 1992. Estudio geológico de los depósitos piroclásticos proximales del volcán Azufral, Colombia. Tesis grado, U. Nal., 171 p. Medellín.
- BILLINGS, M. 1972. Structural Geology. Prentice Hall inc., 3th edition, 606 p. New Jersey.

- BRISTOW, C.; HOFFSTETTER, R. 1977. Lexique Stratigraphique International (2nd ed.). Amerique Latine, V, Equator (Ind. Galapagos). Cent. Nal. Recher. Sci., 410 p. Paris.
- BUDDINGTON, A. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. Geol. Soc. Am. Bull., 70(6):671-747.
- BUENO, J. 1943. Informe sobre un yacimiento de manganeso en el Municipio de Mallama, Departamento de Nariño. Ingeominas, Informe 487, 15 p, Bogotá.
- CALVACHE, M. 1999. Informe volcán Azufral. Proyectos B98G04 Y C98R06. Unidad Operativa Pasto. Ingeominas, informe interno, 44 p. Pasto.
- CALVACHE, M.; MONSALVE, M. L.; TORRES, P. 2000. Informe preliminar Proyecto: Evaluación de Amenazas y Riesgos Volcánicos Volcán Azufral. Ingeominas, informe interno (inédito), 31 p. Pasto.
- CARAN, S. C.; WOODRUFF, C. M. jr.; THOMPSON, E. J. 1981. Lineaments analysis and inference of geologic structure – examples from the Balcanes / Ouachita trend of Texas: Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Transactions, 3:59-69.
- CAS, R.; WRIGHT, J. 1993. Volcanic successions: Modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions. Allen & Unwin, 528 p. London.
- CORANTIOQUIA. 1998. Guía para abordar la dimensión ambiental en los planes de ordenamiento territorial municipal (POTM). 27 p. Medellín.
- CORTÉS, G., CALVACHE, M. 1997. Investigación sobre la evolución de los volcanes del sur. Geología del Volcán Azufral, primera fase (reconocimiento). INGEOMINAS, Informe interno, 30 p. Pasto.

- DANE. 1993. Censo Nacional de Población, Colombia. Santa Fe de Bogotá.
- DEER, W.; HOWIER, R.; ZUSSMAN, J. 1962. Rock forming minerals. 1-5. John Wiley. New York.
- De SOUZA, H.; ESPINOSA, A.; DELALOYE, M. 1984. K/Ar aGES of basic rocks in the Patía Valley, Southwest Colombia. *Tectonophysics*, 107:123-145.
- DERCOURT, J.; et al. 1985. Programme Tethys: Paleogeodynamic maps of the Caribbean. *Bull. Soc. Geol. France*, 6:915-919. France.
- DRURY, S. A. 1986. Remote sensing of geological structure in temperate agricultural terrains. *Geol. Magaz.*, 123(2):113-121.
- DUNCAN, R.; HARGRAVES, R. 1984. Plate tectonics evolution of the Caribbean Region in the mantle reference frame. En: BONINI, W.; HARGRAVES, R.; SHAGAN, R. (eds). *The Caribbean South American plate boundary and regional tectonics*. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 162:81-94. Boulder.
- DUQUE-CARO, H. 1990. The Chocó Block in the northwestern corner of the South America: Structural, tectonostratigraphic and paleogeographic implications. *J. S. Am. Earth Sci.*, 3(1):71-84.
- ESPINAL, S. 1977. Zonas de vida o formaciones vegetales de Colombia. Memoria Explicativa sobre el Mapa Ecológico. IGAC, 238 p. Bogotá.
- ESTRADA, A. 1972. Geology and Plate Tectonic History of Colombian Andes. Master of Science Thesis, Stanford U., 88 p.
- ESTRADA, J. J. 1995. Paleomagnetism and accretion events in the Northern Andes. Tesis PhD, State U. New York at Binghamton, 172 p. Binghamton.

- ETAYO, F.; PARRA, E.; RODRÍGUEZ, G. 1982. Análisis facial del “Grupo Dagua” con base en secciones aflorantes al oeste de Toro (Valle del Cauca). Geol. Norandina, 5:3-12. Bogotá.
- ETAYO, F.; et al. 1983. Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Informe del proyecto cooperativo INGEOMINAS - USGS. Ingeominas, Publ. Geol. Esp., (14):1:235 p. (1986). Bogotá.
- FEININGER, T. 1980. La geología histórica del Cretácico y Paleógeno de la costa ecuatoriana. Esc. Politécnica Nal., 5(2):7–45. Quito.
- FISHER, R. V.; SCHMINKE, H-U. 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag. 472 p. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- FOLK, R. 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill, 182 p. Austin, Texas.
- FONTAINE, E.1991. Evolution pétrologique et géoquimique du complexe de domes du volcan Azufral, Colombie (Amérique du Sud). Projet de fin d'études U. Montreal, 60 p.
- FONTAINE, E.1994. Evolution pétrologique et géoquimique du volcan Azufral, Colombie, Amérique du Sud. Tesis Master, U. Montreal, 215 p.
- FONTAINE, E.; STIX, J.1993. Evolution pétrologique et géoquimique du complexe de domes du volcan Azufral (Colombie, Amérique du Sud).C.R. Acad. Sci. Paris, 317(2):1501–1508.
- FOURCADE, E.; et al. 1991. Essai de reconstitution cartographique de la paleogeographie et des paleoenvironments de la Tethys au Tithonique supéricur (138 a 135 Ma) Bul. Soc. Geol. France 162 (6): 1197 – 1208.

- FROST, R. T. C. 1977. Tectonic patterns in the Danish region (as deduced from a comparative analysis of magnetic, Landsat, bathymetric and gravity lineaments): *Geologie en Mijnbouw*, 56(4): 351–362.
- GEOMINAS. 1982. Geología y sismología hoya del río Mira. Etapa 1- Estudio regional, informe final. 1:101 p. Medellín.
- GÖBEL, V.; STIBANE, F. 1979. K/Ar hornblende ages of tonalite plutons, Cordillera Occidental, Colombia. *U. Nal., Publ. Esp. Geol.*, (19):1-2. Medellín.
- GONZÁLEZ, H.; NÚÑEZ, A; PARÍS, G. 1988. Mapa Geológico de Colombia. Escala 1:1.500.000. Memoria explicativa. Ingeominas, 71 p. Bogotá.
- GORMAN, C. 1997. The constructive history and petrology of volcan Cumbal, Southern, Colombia. Tesis Master, U. Arizona State, 116 p. Arizona.
- GROSSE, E. 1935. Acerca de la geología del sur de Colombia. Informe rendido al Ministerio de Industrias sobre un viaje al Huila y Alto Caquetá. *CEGOC*, 3: 31-137. Bogotá.
- HALL, M.; CALLE, J. 1982. Geochronological control for the main tectonic – magmatic events of Ecuador. *Earth Sci. Review* 18:215–239.
- HENDERSON, W. G. 1979. Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Jour. Geol. Soc.*, 136:367–378. London.
- HINE, R.; WILLIAMS, I.; CHAPPELL, B.; WHITE, A. 1978. Constants between I and S – type granitoids of the Kosciusko batholith. *Jour. Geol. Soc. Austr.*, 25, 219 – 234.

HOLDRIDGE, L. R. 1947. Determination of World Plant Formation from Simple Climatic Data Science 105: 367-368.

HOLDRIDGE, L. R. 1976. Ecología basada en zonas de vida. Inst. Interam. Cienc. Agríc., 216 p. Costa Rica.

IGAC. 1977. Zonas de Vida o formaciones vegetales de Colombia. Memoria explicativa sobre el mapa ecológico. 238 p. Bogotá.

IGAC. 1982. Aspectos geográficos del sector andino nariñense. Análisis Geográficos, 1, 137 p. Bogotá.

IGAC. 1985. Nariño: Aspectos Geográficos, 117 p. Bogotá.

IGAC. 1986. Colombia Geográfica 12(2):118 p. Bogotá.

INGEOMINAS. 1997. Atlas Geológico Digital de Colombia. Escala 1:500.000. Versión 1.0. Santa Fe de Bogotá.

INGEOMINAS. 2000. Atlas de amenaza volcánica en Colombia. 119 p. Popayán.

INSTITUTO NACIONAL DE VÍAS (INVIAS). 2000. Evaluación de sitios críticos en las carreteras Tumaco – Junín, Junín – San Miguel. Informe Interno, 16 p. Bogotá.

INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION. 1987. Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. Geol. Soc. Am. Bull., 99(3):440-442. Boulder.

- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION.
1994. International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. Amos Salvador (ed.). 2ª ed. Internat. Union Geol. Sci. Trondheim & Geol. Soc. Am., 214 p. Boulder.
- IRVINE, T.; BARAGAR, W. 1971. A guide to the classification of common volcanic rocks. Canadian Jour. Earth Scie., 81:523–548.
- JAMES, D.; MURCIA, L. A. 1984. Crustal contamination in northern Andean volcanics. J. Geol. Soc., 141:823–830. London.
- JICA - MMAJ, 1983. Report on geological survey of Piedrancha area Project of Ingeominas. Consolidated report. 46 p. Apéndices.
- KASSEM, T., 1979. Geología y recursos minerales de la región de Nariño – Putumayo. Informe interno mecanografiado, INGEOMINAS Pasto.
- KERR, A. C.; MARRINER, G. F.; TARNEY, J.; NIVIA, A.; SAUNDERS, A. D.; THIRLWALL, M. F.; SINTON, C. W. 1997. Cretaceous Basaltic Terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sr-Nd Isotopic Constraints on Petrogenesis. J. Petrol., 38 (6): 677-701.
- KROONENBERG, S.; PICHLER, H.; DIEDERIX, H. 1982. Cenozoic alkalibasaltic to ultrabasic volcanism in the uppermost Magdalena Valley, Southern Huila department, Colombia. Geol. Norandina, 5:19-26. Bogotá.
- LARSON, R. 1995. Superpluma del Cretácico Medio. Investigación y Ciencia, 64-69. Madrid.
- LeBASS, M.; LeMAITRE, R.; WOOLLEY, A. 1992. The construction of the total alkali-silica chemical classification of volcanic rocks. Mineralogy & Petrology, 46:1–22.

- LINDENLAUB, J. C. 1976. The physical basis of remote sensing: fundamentals of remote sensing: Purdue University Minicourse Series. 13 p.
- LUNDERGARD & SAMUELS, S. 1980. Field classification of fine grained sedimentary rocks. *Tour. Sed. Petr.*, 50(3):781-786.
- MAYA, M. 1992. Catálogo de las dataciones isotópicas en Colombia. INGEOMINAS, *Bol. Geol.*, 32(1-3):127-187. Santa Fe de Bogotá.
- McCOURT, W.; ASPDEN, J.; BROOK, M. 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes, continental growth by multiple accretion. *J. Geol. Soc.*, 141:831-845. London.
- MILLWARD, D.; MARRINER, G.; VERDUGO, G. 1982. La geoquímica del Grupo Diabásico en la Cordillera Occidental al oeste de Cali, Valle, Colombia. *Geol. Norandina*, 5:39-45. Bogotá.
- MILLWARD, D.; MARRINER, G.; SAUNDERS, A. 1984. Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia. *J. Geol. Soc.*, 141:847-860. London.
- MMAJ - JICA, 1981. Report on geological survey of Piedrancha area Phase I, 95 p. Apendices, Tokio.
- MMAJ - JICA, 1982. Report on geological survey of Piedrancha area Phase II. 76 p. Anexos, apendices. Tokio.
- MONSALVE, M. L.; MÉNDEZ, R. 1988. Mapa preliminar de Amenaza volcánica potencial del Complejo Volcánico del Cumbal. INGEOMINAS. Informe interno (inédito), 18 p. Popayán.

- MURCIA, L. A.; CEPEDA H. 1991. Mapa Geológico de Colombia, Plancha 429 Pasto, escala 1:100.000. Memoria Explicativa, INGEOMINAS. 39 p. Bogotá.
- MURCIA, L. A.; PICHLER, H. 1987. Geoquímica y dataciones radiométricas de las ignimbritas cenozoicas del SW de Colombia. En: Memorias del Simposio Internacional sobre Neotectónica y Riesgo Volcánicos. Rev. CIAF, 1, 2(1-30):346-363. Bogotá.
- NACIONES UNIDAS – INGEOMINAS. 1977. Proyecto de metales básicos en las cordilleras Central y Occidental, Colombia. Informe técnico, 82 p. New York.
- NELSON, W. 1957. Contribution to geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. Leidse Geol. Meded (Leiden), 22:1 – 76.
- NELSON, W. 1962. Contribución al Conocimiento de la Cordillera Occidental. Sección carretera Cali - Buenaventura. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., 10(1-3): 81-108. Bogotá.
- NIVIA, A., 1987. Geochemistry and origin of the Amaime and Volcanic Sequences, Southwestern Colombia. Tesis MPhil., U. Leicester, 163 p. Leicester.
- NIVIA, A., 1989. El Terreno Amaime-Volcánica una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica. 5 Congr. Col. Geol. Mem., 1:1-30. Bucaramanga.
- NIVIA, A. 1993., Evidencias de obducción en el Complejo Ultramáfico de Bolívar. 6 Congr. Col. Geol., 1:63-79. Medellín.
- NIVIA, A., 1997. Mapa geológico del departamento del Valle, escala 1:250.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, informe interno, 111 p. Cali.

- OLADE. 1982. Estudio de reconocimiento de los recursos geotérmicos de la República de Colombia, informe final. En: INGEOMINAS, 1985. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia. (CEGOC) XXI, 455 p. Bogotá.
- PARÍS, G.; WALTER, M.; ROMERO, J.; WAGNER, J. 1989. Evidencias de actividades neotectónicas en el sur-occidente Colombiano. 5 Congr. Col. Geol., 1:201 p. Bucaramanga.
- PARRA, E.; VELÁSQUEZ, M. En preparación. Geología de la Plancha 447 Ipiales, escala 1:100.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS. Medellín.
- PENNIGTON, W. 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of the northwestern South America. *Ame. Jour. Geophy. Research*, 86:10753-10770.
- PETTIJOHN, F.; POTTER, M. P.; SIEVERS, R. 1973. *Sand and Sandstone*. Springer Verlag, 618 p. New York, Heidelberg, Berlin.
- PILGER, R. 1983. Kinetics of the South American subduction zone from global plate reconstructions. *Geodynamics of the Eastern Pacific Región, Caribbean and Scotian Arcs. Am. Geophys. and Geodynamic. Serv.*, 9:113-126.
- POLDEVAART, A. 1950. Variation of optical properties with composition in the Forsterita – Fayalita series. *Ame. Mineralogist*, 35.
- RAMÍREZ, C. 1982. El vulcanismo Neogénico y Cuaternario de Colombia: Cronología y caracterización químico - petrográfica. Tesis grado, U. Nal., 165 p. Bogotá.
- RAMÍREZ, J. E. 1975. Historia de los terremotos en Colombia. Documentación Geográfica. IGAC, 2ª ed., 250 p. Bogotá.

- RESTREPO, J. J.; TOUSSAINT, J. F. 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11: 189-193.
- REY, C. A. 1997. Informe de una emergencia en el municipio de Guachavés, Nariño. Ingeominas Pasto, 4 p.
- RINCÓN, L. 1953. Informe sobre el yacimiento de azufre de la quebrada Guaisés o Chilfe en el volcán Azufral, Municipio de Mallama - Departamento de Nariño. *Bol. Minas* 18 de 1955, 43-52. Bogotá.
- ROYO y GÓMEZ, J. 1941. Yacimientos de azufre del Departamento de Nariño. Ingeominas, Informe 320, 8 p. Bogotá.
- SABINS, F.; 1996. *Remote Sensing. Principles and Interpretation*. W. H. Freeman Company. 494 p. New York.
- SALGADO, PIEDRAHITA, ESCALLÓN (SOTEC). 1997. Informe de visita técnica deslizamiento del K30+320, barrio Cartagena – Ricaurte (Nariño), 19 p. Santa Fe de Bogotá.
- SAUER, W. 1965. *Geología del Ecuador*. Divis. Inv. Geol. Min., 64 p. Quito.
- SCHANGLER, S.; JENKYNS, H.; PREDMOLI-SILVA. 1981. Volcanism and vertical tectonics in the Pacific basin related to global Cretaceous transgressions. *Earth Planetary Scie. letters*, 52:435-449.
- SINTON, C. 1996. A tale of two large igneous provinces: geochronological and geochemical studies of the North Atlantic volcanic province and the Caribbean oceanic plateau. Tesis doctorado, U. Oregon State. Corvallis.

- STEPHAN, J.; et al. 1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bul. Soc. Geol. France* 6:915-919.
- STERN, C.; ELTHON, D. 1979. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in the Chilean ophiolites: Their implications for ocean floor metamorphism, *Tectonophysics*, 55:179-213.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Reviews*, 12:1-33. Amsterdam.
- STRECKEISEN, A. 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. Recommendations and Suggestions, of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*. 7:331-335.
- STRINGHAM, B. 1971. Igneous rocks types and hosts rocks asociated with porphyry cooper deposits. In: *Geology of Porphyry Copper deposits, South Western Noth América*. U. Arizona. Press. 287 p. Tucson.
- THOURET, J. 1983. Aspectos y problemas geomorfológicos en la Cordillera Central de Colombia, transecto Parque de los Nevados (introducción y datos iniciales). *Studes tropical ecosystem*, 1:56-87. Cramer, Vaduz.
- TOUSSAINT, J. F. 1996. Evolución geológica de Colombia. Cretácico. *U. Nal.*, 3:1-277. Medellín.
- TOUSSAINT, J. F.; RESTREPO, J. J. 1988. Son alóctonos los Andes Colombianos?. *U. Nal., Rev. I.C.N.E.*, 1:17-41. Medellín.
- Van der HAMMEN, T. 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos. *Serv. Geol. Nal., Bol. Geol.*, 6(1-3):67-128. Bogotá.

- Van der HAMMEN, T. 1964. A pollen diagram from the Quaternary of the Sabana de Bogotá (Colombia) and its significance for the geology of the northern Andes. *Geology Mijnb.*, 43:113–118.
- Van HOUTEN, F. B. 1976. Late Cenozoic volcanoclastic deposits, Andean Foredeep. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87:481-495.
- VILLOTA, H. 1997. Una nueva aproximación a la clasificación fisiográfica del terreno. CIAF. Santa Fe de Bogotá.
- WILLIAMS, R. S., jr. 1983. Geological applications. En: COLWELL, R. N. (ed). *Manual of remote sensing* (2d ed.): American Society of Photogrammetry, v. 2, Estes, J. E., ed., Interpretation and applications: 1667-1953.
- WISE, D.; DUNN, D.; ENGELDER, J.; GEISER, P.; HATCHER, R.; KISH, S.; ODOM, A.; SCHAMEL, S. 1984. Fault-related: Suggestions for terminology. *Geology*, 10: 392-394.
- WOODRUFF, C.M. & CARAN, S.C.1984.Lineaments of Texas – possible surface expressions of deep – seated phenomena: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, final report prepared for U.S. Department of Energy, Division of Geothermal resource asissment for State of Texas. 68 p.
- YODER, H. 1979. (ed.). *The evolution of igneous rocks: Fiftieth anniversary perspectives*. Princeton New Jersey. 588 P.
- YODER, H.; TILLEY, C. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrology*, 3:34-532.